Р.Р.Габдуллин

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1755 2005

Издательство Московского университета

Р.Р.Габдуллин

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
КНИГА 1

Допущено УМС по «Геологии» УМО классических университетов в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по направлению и специальности «Геология»

250-летию Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова посвящается

1755-2005

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
2005

УДК 551.7

Г 12

ББК 26.33

Габдуллин Р.Р.

Г 12 Историческая геология. Кн. 1: Учебник – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 246 с.

ISBN 5-211-05178-5

Учебное пособие составлено в соответствии с вузовской программой курса исторической геологии. Рассмотрены предмет и задачи исторической геологии. Изложены представления о стратиграфии и геохронологии, основных методах историко-геологического анализа. Приведены сведения об основных структурах земной коры и ее строении. Изложены современные представления о строении и эволюции Вселенной, галактик и звезд, образовании Земли и зарождении на ней жизни. Учебное пособие содержит много справочной информации по геологическим объектам первой и второй учебной крымской практики и более 100 иллюстраций.

Для иностранных учащихся геологических специальностей университетов, горных и нефтяных академий.

Ответственный редактор:
доктор геолого-
минералогических наук, про-
фессор А.М. Никишин

Печатается по постановлению Ученого Совета
Геологического факультета МГУ от 15.09.2005

ISBN 5-211-05178-5 © Габдуллин Р.Р., 2005

ГЛАВА 1. ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И РАЗВИТИЕ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Определение: *Историческая геология* изучает геологическую историю развития Земли со времени ее возникновения, устанавливает причины образования и закономерности развития литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы, дает характеристику ландшафтно-климатических и геодинамических обстановок, определяет время возникновения и исследует условия образования горных пород и связанных с ними полезных ископаемых (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

*Основные задачи исторической геологии (*Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997):

1. Определение возраста горных пород. Историю развития Земли можно изучать, только зная последовательность образования горных пород и определив их геологический возраст (рис. 1.1).

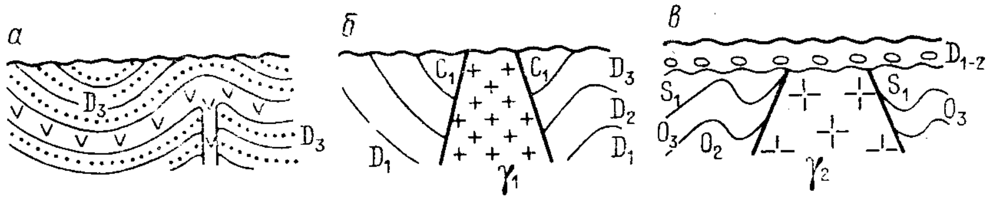


Рис. 1.1. Горные породы с известным геологическим возрастом

2. Восстановление физико-географических (ландшафтно-климатических) условий земной поверхности геологического прошлого (рис. 1.2).

Рис. 1.2. Реконструкция облика моря ордовикского периода

3. Восстановление истории вулканизма (рис. 1.3), плутонизма и метаморфизма.

Рис. 1.3. Вулкан

4. Восстановление истории тектонических движений (рис.1.4.).

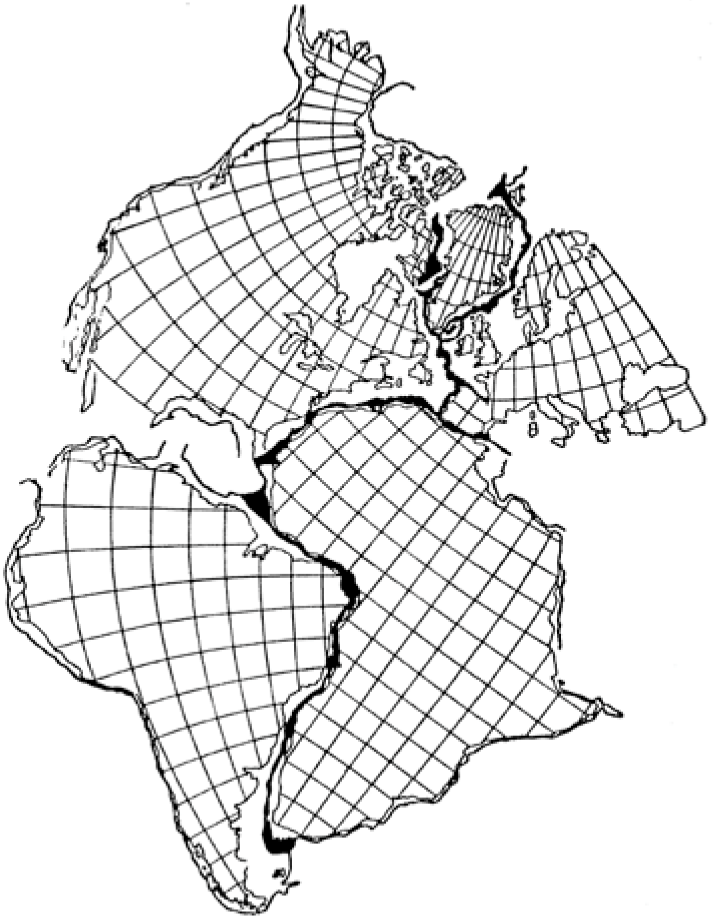


Рис. 1.4. Положение материков в начале мезозойской эры сильно отличается от современного.

5. Установление закономерностей развития структуры земной коры.

Основными историко-геологическими документами, по которым реконструируется геологическая история развития региона, являются не *горные породы,* а *геологические* тела с содержащимися в них органическими остатками (или без таковых).

История возникновения и развития исторической геологии

Историческая геология возникла во второй половине XVIII в, однако еще **античные** естествоиспытатели и философы (Фалес Милетский, Эмпедокл, Аристотель, Анаксимен, Страбон и др.) обращали внимание на длительную историю нашей планеты и на те изменения, которые происходили на ней (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Средние века с длительными войнами привели к упадку научного мышления и доминированию библейской (божественной) истории создания Земли (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

В эпоху Возрождения произошел значительный прогресс в науке и технике. Леонардо да Винчи (1452—1519), изучая слои осадочных пород в Ломбардии (Северная Италия), отметил значение ископаемых раковин как свидетельства исчезнувшей жизни.

В 1669 г. датский естествоиспытатель Нильс Стенон (1638—1686), работавший в Италии сформулировал основные принципы стратиграфии.

В середине XVIII в. М.В. Ломоносов (1711—1765) отмечал длительность геологического времени, многократные изменения земной поверхности, климата и ландшафта геологическими процессами в течение истории Земли.

Итальянский ученый Д. Ардуино создал в 1760 г. первую схему расчленения горных пород по возрасту. Немецким геологом А. Вернером (1750—1817) была разработана региональная стратиграфическая схема Центральной Герма-

нии, а на ее основе реконструирована история геологического развития Европы.

Основателями палеонтологического метода являются английский исследователь У. Смит (1769—1839) и французские ученые Ж. Кювье (1769—1832) и А. Броньяр (1801—1876). Этот метод дал возможность составить стратиграфические колонки, геологические карты и разрезы ряда районов Англии и Франции по палеонтологическим находкам. На основе палеонтологического метода в XIX столетии было выделено большинство известных ныне геологических систем и составлены геологические карты.

Ж. Кювье был автором *теории катастроф*. Он показал, что некоторые группы организмов в течение геологического времени вымирали, их место занимали новые. Его последователи Ж. Агассис (1807—1873), А. д'Орбиньи (1802—1857), Л. Эли де Бомон (1798—1874) стали объяснять катастрофами некоторые события на земной поверхности (изменения залегания горных пород, рельефа, изменения ландшафтов или условий среды обитания). Позднее его теория была подвергнута резкой критике учеными XIX столетия — Ж. Ламарком (1744—1829), Ч. Лайелем (1797—1875), Ч. Дарвином (1809— 1882) (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Французский естествоиспытатель Ж. Ламарк создал учение об *эволюции органического мира*. Ч. Дарвин доказал, что *органический мир* преобразуется путем медленных и быстрых *эволюционных изменений*. Английский геолог Ч. Лайель в своем труде «Основы геологии» доказывал, что крупные изменения на Земле происходили не в результате раз-

рушительных катастроф, а вследствие медленных, длительных геологических процессов. Познание истории Земли Ч. Лайель предлагает начинать с изучения современных геологических процессов, считая, что они являются «ключом к познанию геологических процессов прошлого». Это положение Ч. Лайеля получило впоследствии название *принципа актуализма* (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Одновременно с развитием исторической геологии еще в конце XVIII в. сложилось представление о существовании более широкой геологической науки, которая стала называться «*геогнозией*». По содержанию геогнозия отвечала землеведению, так как в ней рассматривалось состояние всех известных оболочек Земли. К началу XIX в. определилось два существенно различных направления исследования Земли: *геологическое* и *геогностическое*.

В середине XIX в. сделаны первые реконструкции физико-географических условий некоторых геологических эпох как для отдельных регионов (исследования Г. А. Траутшольда, Дж. Дэна, В. О. Ковалевского), так и для всего земного шара (Ж. Марку). Эти работы заложили основы *палеогеографического направления* в исторической геологии. Большое значение для становления палеогеографии имело введение в 1838 г. А. Грессли (1814—1865) понятия *о фациях* (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

К началу 80-х годов XIX в. был собран колоссальный материал по стратиграфии, истории развития земной коры, деятельности геологических процессов, который был обобщен австрийским геологом Э. Зюссом (1831—1914) в трехтомном труде «Лик Земли».

Конец XIX и начало XX в. – время крупнейших открытий в области биостратиграфии и геологической истории регионов. В Западной Европе, Северной Америке и России на основе применения *палеонтологического метода* расчленены толщи горных пород, изданы книги об ископаемых остатках различных периодов палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

А. П. Карпинским (1847—1936) **в конце XIX в.** были впервые созданы палеогеографические схемы европейской части России.

В начале XX в. французский геолог Э. Ог (1861—1927) описал деятельность современных геологических процессов и расшифровал геологическую историю Земли и развил учение о структурах земной коры – *о платформах и геосинклиналях* на основе трудов Дж. Холла, разработавшего учение *о геосинклиналях* в 1859 г. в Северной Америке. В России понятие *о геосинклиналях* было введено Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (1861—1939), а Н.М. Страхов (1900—1978), А.Д. Архангельский (1879—1940) и Н.С. Шатский (1895—1960) развили это научное направление.

В 20-е годы Д.В. Наливкин (1889—1975) развивает основы *учения о фациях*, а несколько позднее в трудах Р.Ф. Геккера, Б.П. Марковского и других ученых начинает оформляться *палеоэкологическое направление* в изучении геологического прошлого.

В первой четверти XX в. немецкий геофизик А. Вегенер (1880—1930) формулирует гипотезу дрейфа материков. Планомерные исследования океанского дна, начатые в 1950-е годы, принесли большое количество нового фактиче-

ского материала, подтверждающего эту гипотезу; и она была возрождена и ныне превратилась в учение — теорию тектоники литосферных плит (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Во второй половине XX в. немецкий тектонист Г. Штилле (1876—1966) обосновал учение о фазах складчатости. В результате обобщения огромнейшего фактического материала по *стратиграфии, палеогеографии, магматизму, вулканизму и тектонике* формулируются *основные закономерности истории геологического развития Земли* в трудах как зарубежных, так и отечественных ученых.

Большой импульс и дальнейшее развитие исторической геологии дало глубоководное бурение на дне Мирового океана, которое планомерно стало проводиться **с середины 1960-х годов** с помощью судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резольюшен». В результате этих работ получены неоценимые сведения о строении и развитии земной коры (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

2.1. Стратиграфия, типы стратиграфических единиц и критерии их выделения

Определение: *стратиграфия* изучает первичные пространственные и временные соотношения горных пород, являясь важнейшим разделом исторической геологии. Стратиграфия определяет возраст и сопоставляет (коррелирует) разрезы по заключенным в них органическим остаткам. Последнее составляет наиболее традиционную ветвь стратиграфии — *биостратиграфию*, но к настоящему времени приобрели самостоятельное, и существенное значение другие ветви стратиграфии, использующие физические методы, например *магнитостратиграфия*, *секвентная стратиграфия*, *сейсмостратиграфия* (Историческая геология, 1985). Также в последнее время возникли и обособились *событийная стратиграфия* и *экостратиграфия*.

В 1669 г. датский естествоиспытатель Нильс Стенсен, известный в научных кругах под именем Николая Стенона, сформулировал **два** основных принципа стратиграфии:

1) при ненарушенном залегании нижележащий слой древнее вышележащего;
2) каждый слой протягивается на неопределенное расстояние и может быть прослежен до первого препятствия.

Таким образом, первый принцип лежит в основе определения возраста разреза, а второй – в основе сопоставления разрезов.

Существуют следующие *критерии геологической периодизации* и *выделения стратиграфических единиц*:

1) этапность в ходе эволюции органического мира;
2) периодическая изменчивость процессов осадконакопления и денудации;
3) палеогеографические критерии (изменение ландшафтно-климатических условий);
4) степень активности и характер проявления магматической деятельности и процессов метаморфизма;
5) проявление крупных тектонических движений и деформаций.

Таким образом, любое *стратиграфическое подразделение* должно отвечать определенному этапу развития Земли или ее региона.

Стратиграфия неразрывно связана с *геохронологией*, которая изучает длительность и последовательность основных этапов развития земной коры и Земли. *Абсолютная геохронология* датирует земные минералы и горные породы физическими методами в годах. *Относительная геохронология* определяет место геологического тела в общем разрезе стратисферы.

Существуют две шкалы: *стратиграфическая* и *геохронологическая*. *Стратиграфическая шкала* отражает последовательность отложений, расчленение их на отдельные стратиграфические единицы, выражает их временной объем и соподчиненность. Каждое *стратиграфическое подразделение* соответствует *геохронологическому*, и наоборот.

Границы между *стратиграфическими единицами* могут быть *двух типов*: *согласные* (если стратиграфическая по-

следовательность не нарушена) и *несогласные* (если последовательность нарушена, отсутствуют отложения какого-то времени). *Согласные* границы рисуются ровной линией, а *несогласные* – волнистой. Разные виды несогласий приведены на рис. 2.1.1.

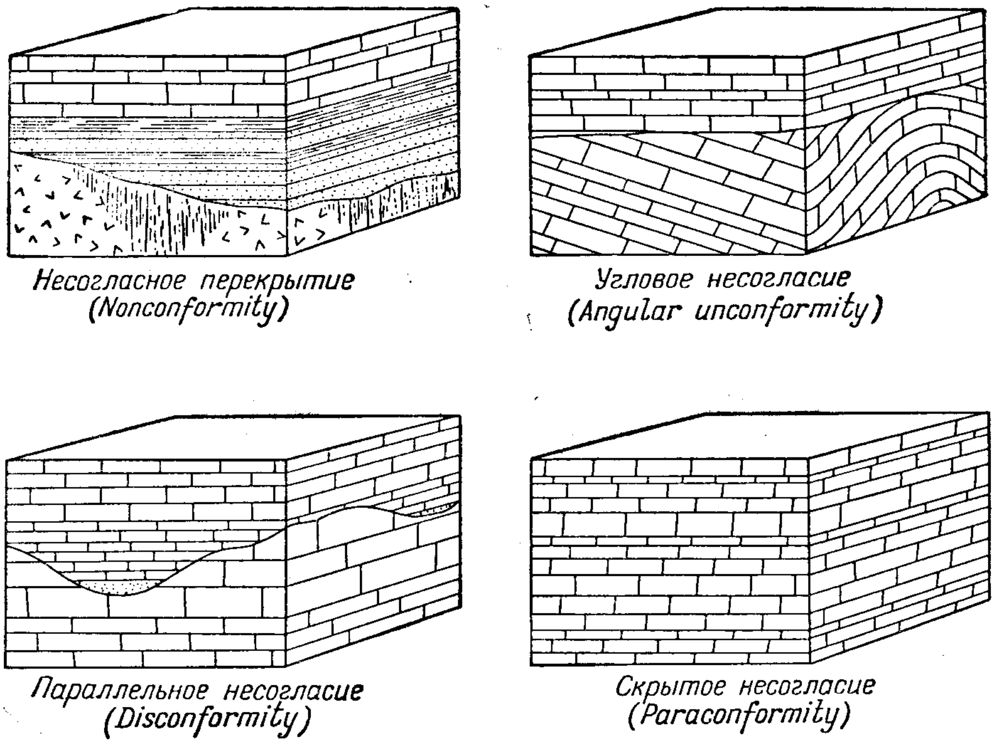
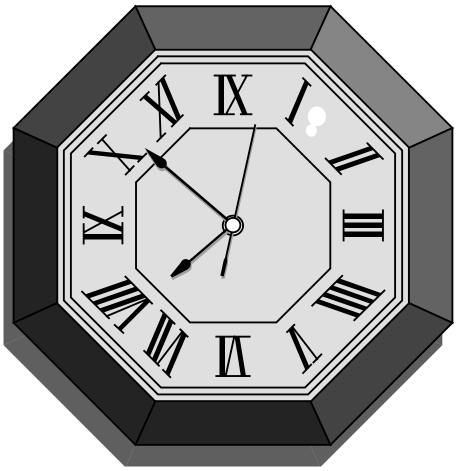


Рис. 2.1.1. Виды (типы) несогласий (или несогласных границ) (Данбар, Роджерс, 1962)



Для выяснения возраста Земли, продолжительности и последовательности геологических событий в геологии существуют: *относительное* и *абсолютное геологическое летосчисление (геохронология)*.

Определение: *относительное* определяет место геологического тела в общем разрезе стратисферы относительно международной стратиграфической шкалы. *Абсолютное* устанавливает время возникновения горных пород, проявления геологических процессов, их продолжительность в астрономических единицах (годах) радиологическими методами (Историческая геология, 1985).

2.2. Методы расчленения и сопоставления разрезов отложений и определение их относительного возраста

Одной из главных задач стратиграфии является расчленение толщ в обнажении или скважине на интервалы, что осуществляется различными способами и по различным признакам. При этом стремятся выделить естественные части в разрезе таким образом, чтобы они узнавались и другими исследователями. Выделенные в обнажении (скважине) слои объединяются в пачки, толщи. В дальнейшем слои, пачки, толщи одного обнажения (скважины) сравнивают с таковыми другого обнажения (скважины) и устанавливают *корреляционные* уровни (Историческая геология, 1985).

Для решения поставленной задачи используются методами стратиграфии *палеонтологические (биостратиграфические), литологические*, *геофизические*, *основные* методы, а также *ритмостратиграфия* и *климатостратиграфия* (Историческая геология, 1985). Для позднего докембрия и фанерозоя ведущими являются *палеонтологические методы*.

Литологические методы расчленения отложений – выделение интервалов разреза (слоев или групп слоев), от-

личающихся от подстилающих и перекрывающих интервалов по цвету, вещественному составу, текстуре, включениям и другим литологическим особенностям. Затем в разрезе устанавливают наиболее заметные, отличные от других слои и пачки (Историческая геология, 1985).

Пример. Среди чередующихся красных и коричневых слоев песчаников и алевролитов отмечают слой зеленовато-серых аргиллитов с карбонатными стяжениями, среди белых мелоподобных мергелей — пачки глауконитовых известняков. Такие слои и пачки, узнаваемые в соседних обнажениях (скважинах) и прослеживаемые иногда на значительные расстояния, получили название *маркирующих горизонтов.* При их помощи сопоставляют разрезы между собой и строят сводные разрезы (рис. 2.2.1, I—III).

Некоторые маркирующие горизонты, например *бентониты* (глины, образовавшиеся из вулканического пепла, разнесенного ветром на огромные расстояния), протягиваются среди толщ разного литологического состава.

К литологическим методам относятся *минералого-петрографические,* когда слои и пачки сравнивают по минералогическим ассоциациям, степени диагенеза и метаморфизма. Применяются они на ограниченной площади, где действовали одинаковые геологические процессы.

Сугубо местные стратиграфические подразделения, выделяемые в разрезе этими методами, называются литостратиграфическими и именуются: слой, пачка, толща (по кодексу).

Использование этих методов при сопоставлении разрезов: толщи примерно одного состава, залегающие в разных разрезах в одной и той же стратиграфической последовательности, считаются одновозрастными.

Методы используются для расчленения и корреляции разрезов.

Геофизические методы близки к литологическим и основаны на сравнении пород по их физическим свойствам. Они применяются для корреляции разрезов между собой и с *опорным разрезом*, возраст отложений которого определен другими методами (Историческая геология, 1985).

Широко используется *анализ результатов каротажа* (*геофизических исследований скважин*). Наиболее распространен *электрический каротаж*. По необсаженной скважине (без колонковых труб) непрерывно измеряют *естественное электрическое поле* (потенциал собственной поляризации – ПС) и кажущееся удельное сопротивление (КС – сопротивление поровых вод и частично самой породы). Разница в значениях ПС и КС позволяет различать обломочные, глинистые и карбонатные породы, выделять рудные тела, пласты насыщенные нефтью (рис. 2.2.2). Например, на диаграммах ПС пески и песчаники будут выделяться минимумами, а КС, наоборот,—максимумами.

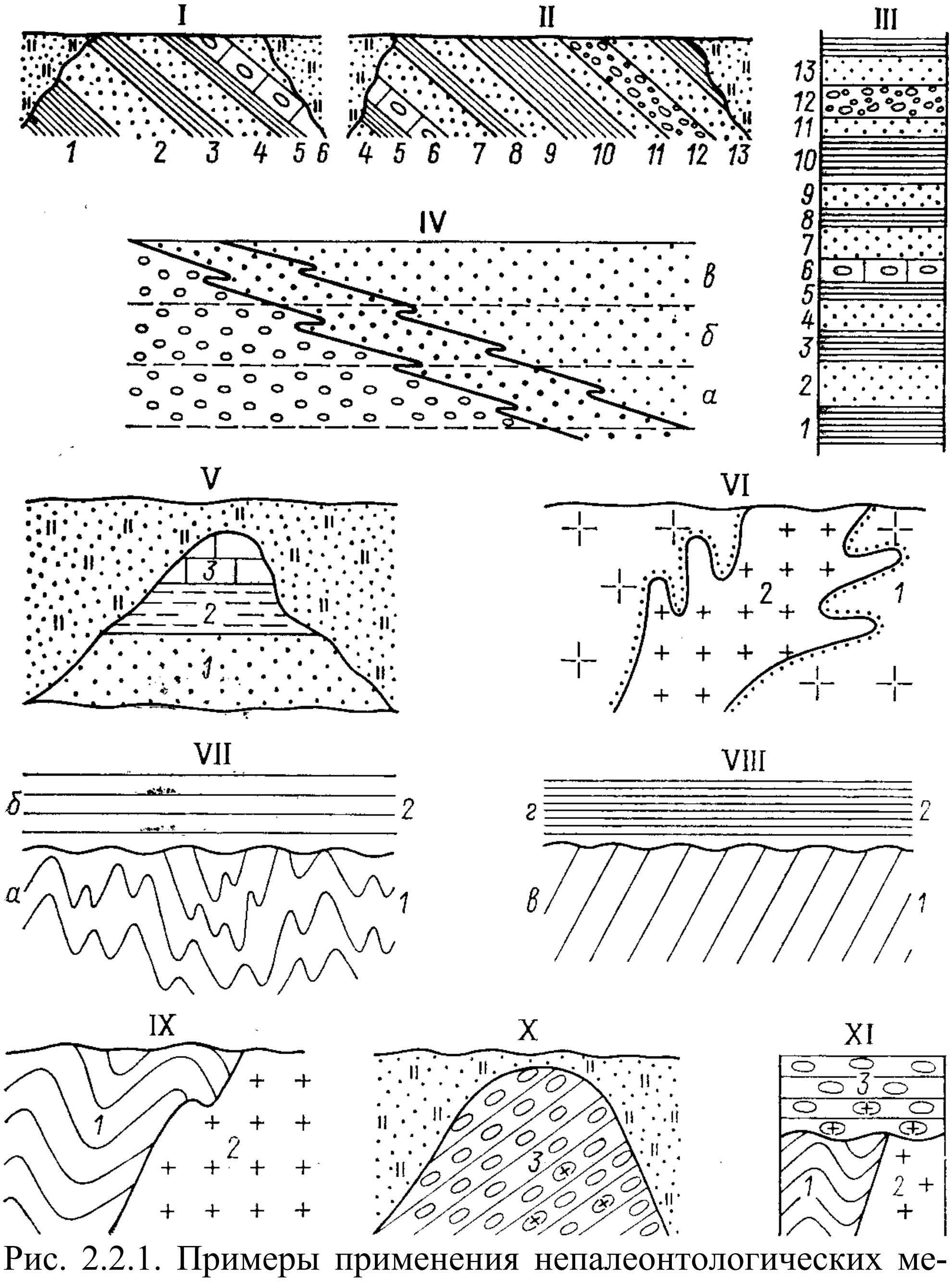


Рис. 2.2.1. Примеры применения непалеонтологических методов при определении последовательности образования пород (Историческая геология, 1985). Условные обозначения: I—III—маркирующий горизонт—слой 6; IV—изменение возраста слоя при перемещении береговой линии (а, б, в—разновозрастные уровни); V—верхний слой моложе нижнего; VI — интрузия 2 моложе вмещающей интрузии 1; VII, VIII — выделение структурных этажей 1, 2 (а — гнейсы, б — песчаники, в — амфиболиты, г — аргиллиты); IX—XI — выяснение взаимоотношений с интрузией (IX—граниты 2

выяснение взаимоотношений с интрузией (IX—граниты 2 моложе толщи сланцев 1; X— конгломераты 3 с галькой гранитов, обнажение на задернованном склоне; XI — общая последовательность пород в стратиграфической колонке)

Радиоактивный каротаж состоит в измерении *естественной радиоактивности* и *радиоактивности*, возникающей при искусственном облучении. Повышенной радиоактивностью обладают глинистые породы, калийные соли, а низкой—ангидрит, гипс, доломиты, известняки, песчаники. Применяют еще *акустический, термический, механический* и другие виды каротажа. Результаты каротажа опорной скважины получают геологическое объяснение при сравнении их с данными изучения керна. Сопоставляя диаграммы различных видов каротажа, можно установить литологический состав и последовательность пород в скважине, их мощность, выделить маркирующие горизонты и провести корреляцию с геологическими разрезами, вскрытыми другими скважинами.

Палеомагнитный метод основан на явлении *палеомагнетизма*. Магнитное поле, существовавшее в геологическом прошлом, зафиксировано в горных породах. При своем образовании горные породы намагничивались по направлению геомагнитного поля того времени и места, где они возникали. Вектор первичной намагниченности сохранился в горной породе и может быть определен. «Окаменевший геомагнетизм» позволяет сопоставлять отложения и выяснять их возраст.

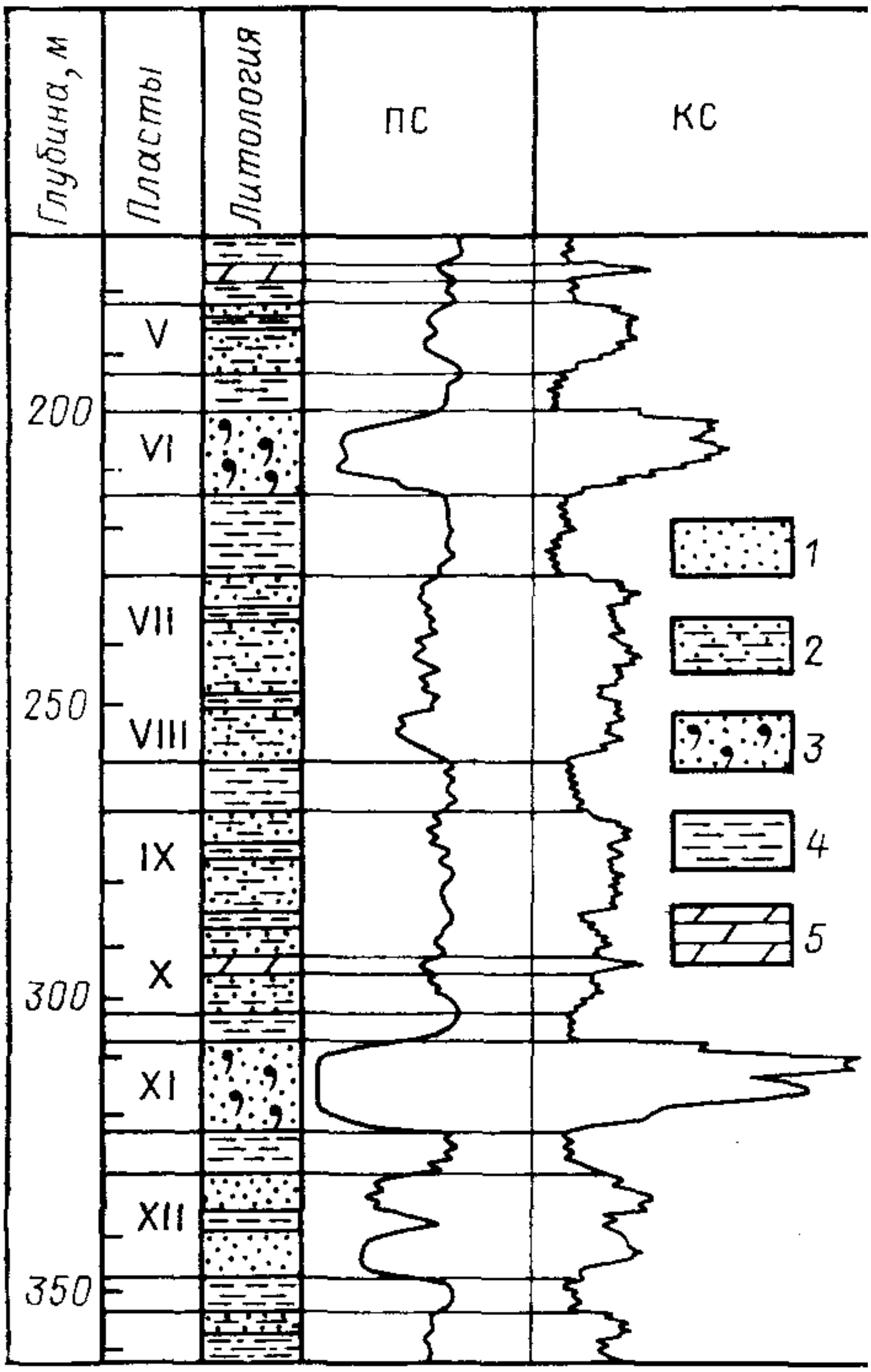


Рис. 2.2.2. Результаты электрического каротажа одного из интервалов разреза по скважине. Условные обозначения: 1 – песчаники, 2 – глинистые песчаники, 3 – нефтеносные песчаники, 4 – глины, 5 – мергели (Историческая геология, 1985)

В геологической истории Земли менялось положение магнитных полюсов; не оставалось постоянным и расположение крупных блоков земной коры. Вместе с тем установлено, что одновозрастные породы в пределах таких блоков обладают одинаковым вектором первичной намагниченности. По массовым наблюдениям, выполненным в разных блоках, удается определить положение магнитных полюсов.

В течение геологической истории геомагнитное поле претерпело множество инверсий (обращений полярности), в результате чего в разрезах осадочных и вулканических образований чередуются зоны прямой (совпадающей с современной) и обратной намагниченности. *Геомагнитные инверсии* — события глобального масштаба, поэтому возможна хронологическая корреляция прямо и обратно намагниченных пород по всему миру.

Геомагнитные инверсии проявлялись во времени неравномерно. Длительные интервалы прямой или обратной намагниченности чередовались с интервалами частых инверсий. Этот процесс подчиняется сложной ритмичности. При изучении полных стратиграфических разрезов выявляются интервалы сгущений и разрежений инверсий, а также их характерные последовательности. На этой основе построена магнитостратиграфическая шкала фанерозоя России (рис. 2.2.3), которая дает возможность корреляции разрезов по палеомагнитным данным и определения относительного возраста отложений при сопоставлении с этой шкалой.

Стратиграфические подразделения, выделенные этим методом – магнитозоны разного порядка (по кодексу). Гео-

физические методы используются для расчленения и корреляции разрезов.

Ритмостратиграфия (**или циклостратиграфия**) заключается в изучении чередования различных пород в разрезах. Определяются наборы (ритмы) чередующихся пород и их границы. В ритмично построенных разрезах выделяют ритмы, по характерным особенностям которых сравнивают разрезы. Ритмичность типична практически для всех осадочных толщ, поэтому анализ ритмичности широко используется для их расчленения и корреляции. Широко известны годичные ритмы ленточных глин четвертичного возраста. Ленточная слоистость устанавливается и в более древних отложениях. Для облегчения анализа ритмичности и корреляции Н. Б. Вассоевичем в 1948 г. разработана методика построения ритмограмм (рис. 2.2.4). На них выделяются аномальные ритмы, или последовательности ритмов известной мощности, по которым и проводится корреляция разрезов. Мощность элементарных ритмов различна; от нескольких миллиметров до нескольких метров. Ритмичность бывает разных порядков. Мелкие ритмы объединяются в крупные, которые могут являться частями еще более крупных ритмов. Сопоставление ритмов разных порядков довольно широко используется в стратиграфии. Однако выводы об одновозрастности крупных ритмов в разрезах удаленных друг от друга районов нуждаются в дополнительном обосновании. Наиболее крупные ритмы, например *астрономо-климатические циклы Миланковича* отражают этапы развития Земли и синхронны по всей планете, что позволяет сопоставлять удаленные разрезы на уровне элементарных ритмов.

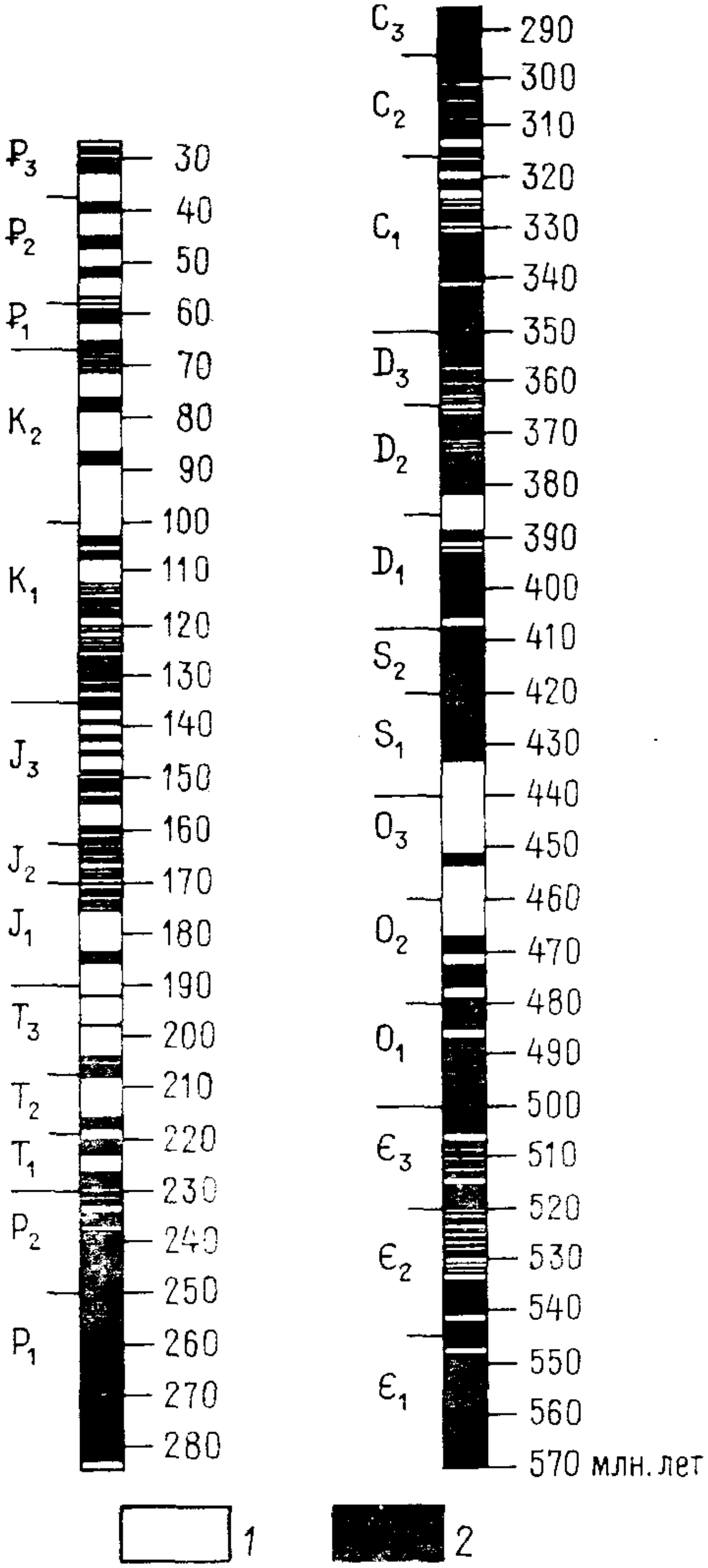
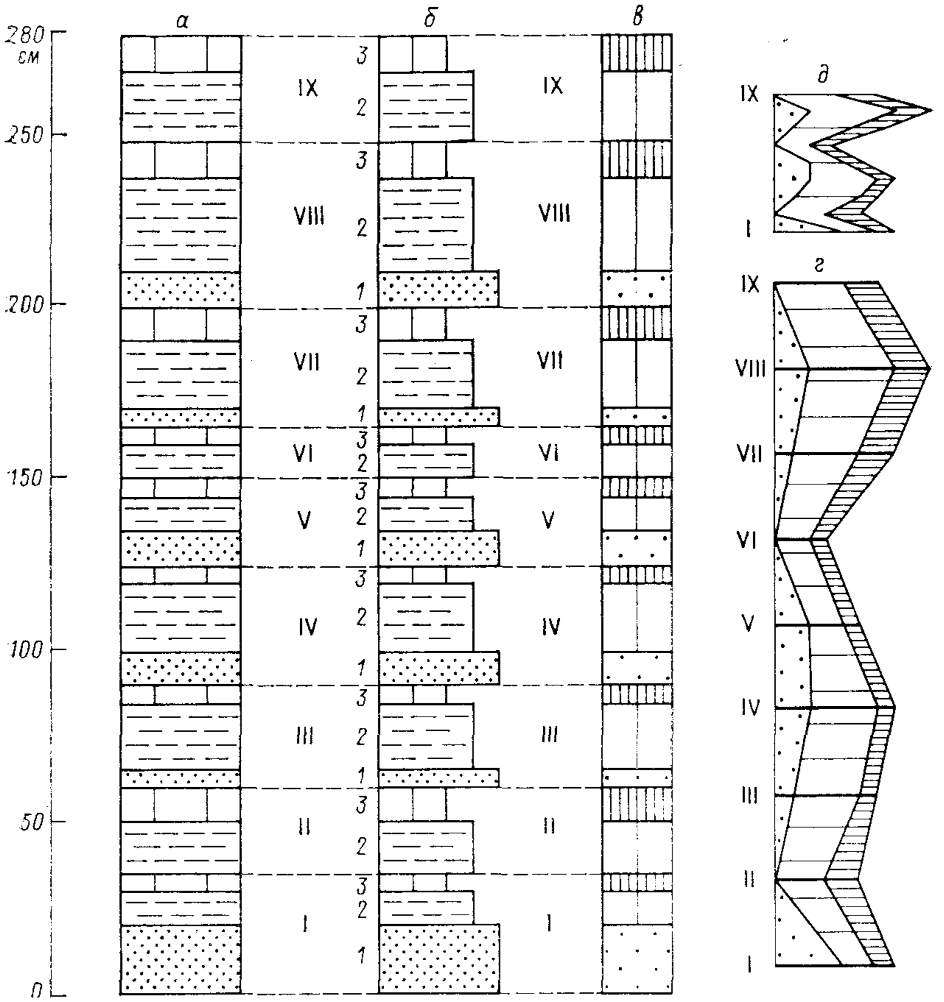


Рис. 2.2.3. Палеомагнитная шкала палеозоя, мезозоя и палеогена (Историческая геология, 1985)



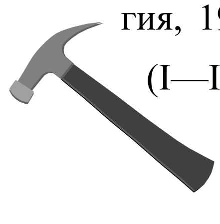


Рис. 2.2.4. Построение ритмограммы (Историческая геология, 1985): *а* —разрез; *б*—разрез разделен на ритмы (I—IX), выделены элементы (1, 2, 3) ритмов; *в*—элементы ритмов заменены условными знаками (произвольно); *г*—ритмограмма: колонки ритмов заменены отрезками горизонтальных линий (расположены друг от друга на равных расстояниях), границы элементов ритмов соединены прямыми линиями; *д* — ритмограмма того же разреза в более компактном и удобном виде: уменьшен вертикальный масштаб и убраны отрезки линий, обозначающих колонки ритмов (вертикальный масштаб ритмограмм выбирается произвольно, мощности элементов ритмов откладываются по горизонтали)

Метод используется для расчленения разреза и его корреляции с другими разрезами.

Существуют **методы сопоставления разрезов по несогласиям** и по взаимоотношениям тех или иных пород с изверженными породами. Они позволяют в первом приближении наметить близкие по возрасту фрагменты разрезов. Несогласия — это естественные рубежи, по которым расчленяются разрезы. Затем сопоставляются толщи, занимающие одинаковое положение по отношению к поверхностям несогласия. К таким методам относится *метод выделения структурных этажей.* Образования одинаковых этажей ближе по возрасту друг к другу, так как они существовали до (или после) события, вызвавшего несогласие. На рис. 2.2.1 VII, VIII гнейсы *а* и амфиболы *в* нижних этажей образуют древний комплекс, а песчаники *б* и аргиллиты *г* — молодой. При использовании этого метода в сложно построенных областях развития метаморфических образований (когда выделяется несколько структурных этажей) есть опасность сопоставления толщ, принадлежащих разным этажам. По этой же причине указанный метод не применяют для удаленных друг от друга регионов.

Данный метод используется для изучения взаимоотношений с изверженными породами, так как позволяет определить последовательность образования горных пород. Так, в обнажении на рис. 2.2.1, *IX* интрузия гранитов прорывает толщу сланцев. В другом обнажении (рис. 2.2.1, *X)* этого района вскрывается толща конгломератов с гальками из гранитов, прорывающих сланцы. Следовательно, здесь слан-

цы — самые древние породы, граниты — моложе, а конгломераты—самые молодые (рис. 2.2.1, *XI)*.

Метод широко используется для расчленения и корреляции разрезов докембрийских отложений.

Секвентная стратиграфия занимается анализом временного сейсмического разреза, который имеет вид обычного геологического профиля, но отличается от него вертикальным масштабом. Этот масштаб измеряется в единицах времени (в секундах), за которое сейсмический сигнал доходит до отражающей поверхности и обратно. Такие разрезы называются «временными». На них зафиксировано положение множества отражающих сейсмических поверхностей, которые соответствуют конкретным пачкам или границам слоев, на которых проходит отражение сигнала.

Анализ временного разреза позволяет абсолютно объективно и точно в любой точке профиля расчленить разрез при помощи отражающих поверхностей, сопоставить любые участки (фрагменты, разрезы) профиля путем прослеживания отражающих поверхностей. Также можно проследить отражающие поверхности и выявить взаимоотношение слоев: согласное или несогласное залегание, тип несогласия, наличие перерывов в разрезе. В результате такого анализа можно разбить разрез на ряд *сейсмо-стратиграфических комплексов* (ССК) – непрерывных последовательностей тесно связанных между собою слоев, которые ограничены в краевой части бассейна перерывами и несогласными границами, а в центральной – либо так же, либо согласными границами. ССК – это типичное стратиграфическое подразделение (свита, серия), отвечающее четко ограниченному эта-

пу геологического развития бассейна: от трансгрессии до регрессии. Американские геологи (П. Вайл и др.), разработавшие основные принципы сейсмостратиграфии, употребляют для ССК термин «секвенция» (sequence – последовательность), а для стратиграфических построений, основанных на выделении секвенций, – «секвентная стратиграфия». Секвенция – стратиграфическая единица, сложенная согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев и, ограниченная в кровле и подошве несогласиями, либо соответствующими им согласными поверхностями.

Секвенция состоит из трансгрессивной, регрессивной и др. частей, которых называют «трактами». В латеральном направлении в составе секвенции могут быть выделены сейсмофации: например, шельфовая, континентального подножия и т.п.

Первоначально особенностью секвенций (или ССК) считалось, что они выделялись на основе анализа временных разрезов. Сегодня секвенции выделяются и на основе анализа обычных геологических разрезов (как и свиты). Авторы концепции связывают перерывы, несогласия и последующие трансгрессии не с местными тектоническими движениями в пределах данного бассейна, а с собственными, или *эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана*. Таким образом, секвенции, для которых доказана их связь с эвстатическими колебаниями, имеют уже не местное, а общее значение. Анализ последовательности таких секвенций позволяет составить шкалу колебаний уровня Мирового океана в истории Земли, которая называется *эвстатическая кривая*. При составлении этой кривой использовались и многие другие данные (например, распространение морских трансгрессий,

изменение площади морских бассейнов в прошлые геологические эпохи), но установление последовательности и характера секвенций сыграло очень большую роль.

Расчленение разреза на пачки, отвечающие этапам наступления моря (*трансгрессии*), отступания моря (*регрессии*) позволяет выделить *циклы осадконакопления* (рис. 2.2.5.).

Экостратиграфический метод (Хаин, Ясаманов, Короновский, 1997). Взаимодействие *геологических процессов* порождает *глобальные события*, которые запечатлеваются *геологической летописью*. Следы этих *глобальных событий*, например *массовые вымирания* (рис. 2.2.6), *трансгрессии* и *регрессии*, изменение *атмосферы*, выделяемые в разных регионах, являются реальной основой *глобальной стратиграфической упорядоченности*. Глобальные события позволяют увязать бесчисленные локальные, схемы, образующие в то же время основу международной стратиграфической шкалы. Этими соображениями руководствуется *экологическая стратиграфия*, или *экостратиграфия*, т. е. стратиграфия, основанная на принципах взаимодействия *органического мира* и *среды*.

К *экостратиграфии* примыкает *событийная стратиграфия,* которая выделяет и прослеживает следующие событийные отложения:

1) *турбидиты*, т. е. отложения мутьевых потоков, которые могут быть связаны с землетрясениями;
2) *темпеститы*, т. е. отложения штормов;
3) *инундиты* — отложения наводнений;
4) *тиллиты и морены* – отложения ледников;
5) *импактиты* – отложения ударных кратеров метеоритов.

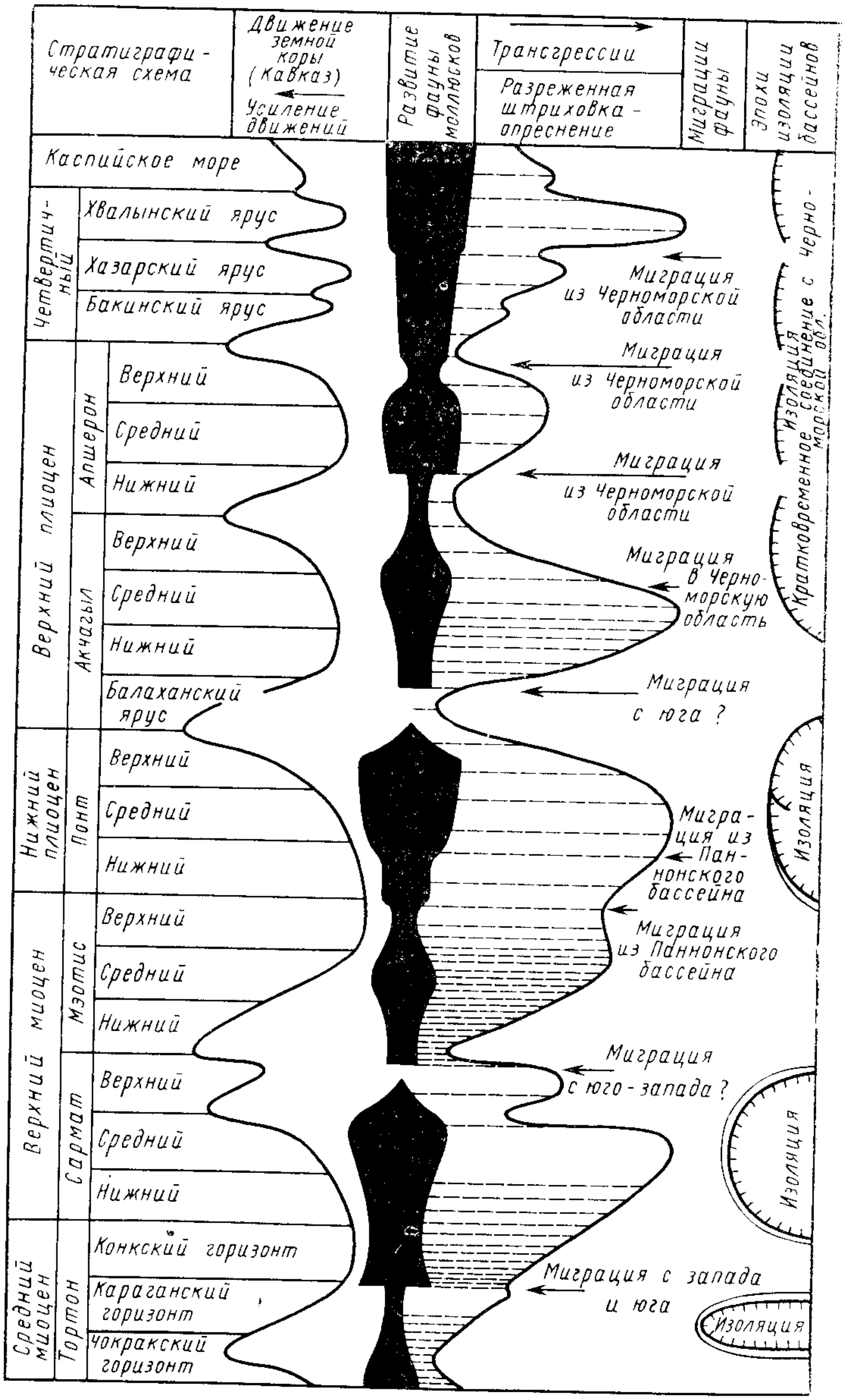


Рис. 2.2.5. Выделение циклов осадконакопления на примере геологического развития позднетретичных бассейнов Крымско-Кавказской области (Хаин, Ясаманов, Короновский, 1997)

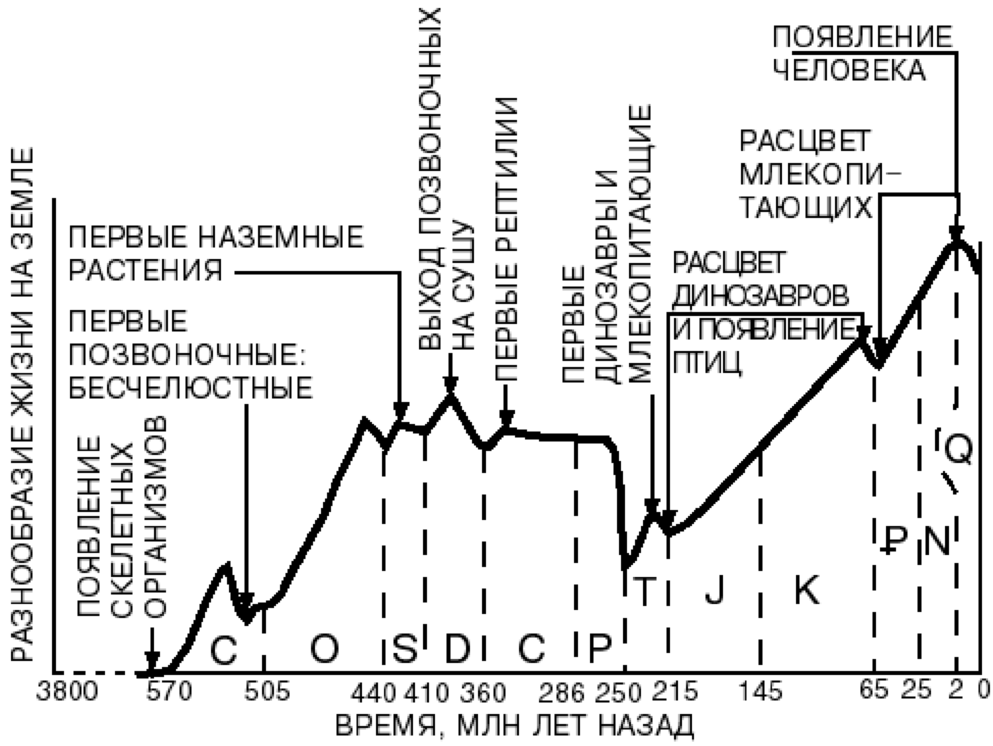


Рис. 2.2.6. График изменения числа видов организмов в истории Земли. Отчетливо видны моменты массовых вымираний

Кроме этого она восстанавливает *эрозионные* и *седиментационные* события. Среди морских отложений *эрозионные* события хорошо фиксируются появлением образований твердого дна (*хардграундов*). Кроме того, в морских и континентальных отложениях могут встречаться пепловые прослои – следы вулканических извержений.

Одним из примеров *современных геологических событий* можно считать катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 года, вызвавшее цунами, которое, разрушив береговую линию, сформировало комплекс отложений наводнений и штормов. В итоге этого землетрясения и цунами в разной степени пострадали жители всего побережья Индийского океана.

Цунами может быть также вызвано падением метеорита (рис.2.2.7). Крупные метеориты при столкновении с Землей оставляют не только ударные кратеры (рис. 2.2.8). Взрывная волна разбрасывает от места падения космического тела его обломки и частицы пород разрушенной земной поверхности (рис. 2.2.9), в которую ударил астероид, что приводит к формированию горизонтов со специфическими горными породами, прослеживающихся на большом расстоянии (рис. 2.2.10, 2.2.11).

Рис. 2.2.7. Падение большого или гигантского метеорита в море или океан вызывает цунами

Рис. 2.2.8. Аэрофотоснимок метеоритного кратера Каньон-Дьябло (штат Аризона, США)

Рис. 2.2.9. Взрывная волна упавшего астероида

Рис. 2.2.10. Иридиевая аномалия – горизонт (показан стрелкой) на границе меловых и палеогеновых отложений в штате Колорадо (США) считается результатом падения метеорита на полуострове Юкатан (рис. 2.2.11)

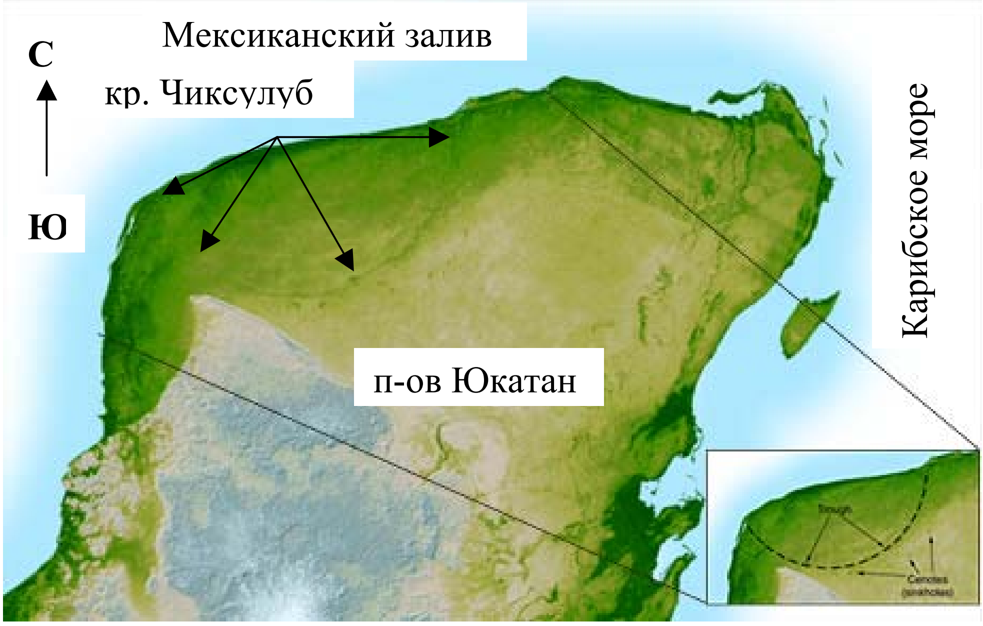


Рис. 2.2.11. Кратер Чиксулуб расположен на п-ове Юкатан и является следом грандиозного метеоритного воздействия, в конце мезозойской эры. Структура имеет диаметр 180 км и

около 900 м глубины. Внешний край кратера подчеркнут небольшой депрессией глубиной 3–5 м при ширине 5 км. Черные стрелки направлены от центра к периферии кратера

Чем сильнее взрыв от падения метеорита или взорвавшейся над поверхностью Земли кометы, тем мощнее горизонт импактитов и тем дальше (на большее расстояние) он прослеживается от места падения (рис. 2.2.12 и 2.2.13). В настоящее время на Земле зарегистрировано сравнительно много мест падения метеоритов. Размер метеоритов может быть различным: маленьким (рис. 2.2.14) или большим.

Пример: 30 июня 1908 г. в 07:17 местного времени в бассейне р. Подкаменная Тунгусска на небольшой высоте в атмосфере произошел сильнейший взрыв, возможно вызванный кометой. Ударная волна вызвала огромные разрушения в Тунгусской тайге, следы которых не исчезли до сих пор (рис. 2.2.15). На площади 500 квадратных километров вековой лес был повален на Землю полностью. Ударная волна породила землетрясение, которое отметили сейсмографы Иркутска, Ташкента, Тбилиси, Йены.

Климатостратиграфический метод был первоначально разработан для четвертичных отложений. Он основан на чередовании в четвертичном периоде интервалов резкого похолодания и потепления, что определило смену литолого-фациальных и палеонтологических комплексов. В настоящее время метод используется и в дочетвертичной стратиграфии. Например, с его помощью проведена нижняя граница венда по подошве лапландских тиллитов, свидетельствующих о оледенении.

Рис. 2.2.14 Последствие попадания метеорита весом 12 кг в заднюю часть легковой машины «Шевроле». Фотография 60-х годов XX века

Рис. 2.2.15. Последствия Тунгусского взрыва: выжженный и поваленный лес тайги. Фотография начала XX века

Метод используется для расчленения и корреляции разрезов. Климатостратиграфические подразделения регионального ранга – климатолит, стадиал, наслой. Геохронологические эквиваленты климатолита – криохрон и термохрон, стадиала – криостадиал и термостадиал, а наслоя – осцилляция. Также существуют ритмо-климатостратиграфические подразделения – климатемы разных порядков (гипер-, супер-, орто- и наноклиматемы).

В основе **палеонтологических методов** лежит *закон о необратимости эволюции органического мира*: каждому отрезку геологического времени отвечают характерные только для него растения и животные; значит, одновозрастные отложения близкого происхождения содержат сходные комплексы органических остатков. В истории развития организмов не было повторения одинаковых растений и животных.

Стратиграфические подразделения, выделяемые на основе палеонтологического метода – биостратиграфические. Их номенклатура: зоны, слои с фауной или флорой.

Значение различных групп фауны для биостратиграфии неодинаково. Есть группы, позволяющие проводить планетарные корреляции (например, *мезозойские аммониты* (рис. 2.2.16), *ордовикские* и *силурийские граптолиты* (рис. 2.2.17)); их называют *архистратиграфическими*. Это преимущественно *пелагические планктонные* и *нектонные* формы, быстро расселявшиеся по всему свету.

Другие группы, главным образом донные организмы, распространявшиеся в личиночной стадии, менее пригодны для широкой корреляции, но они играют ведущую роль в ре-

гиональной биостратиграфии. Для исследования закрытых районов, изучаемых при помощи буровых скважин, огромное значение приобретают микроскопические органические остатки (*микрофоссилии*) животного, растительного и даже невыясненного происхождения. К микрофоссилиям относятся скелеты мелких животных (*фораминифер*, *радиолярий*, *остракод*), некоторых водорослей, споры и пыльца высших растений, мелкие фрагменты скелета (*конодонты*, чешуйки рыб).

Рис. 2.2.16. Раннемеловой аммонит

Рис. 2.2.17. Раннепалеозойский граптолит

Для выделения биостратиграфических подразделений и определения геологического возраста биостратиграфия использует методы: *руководящих ископаемых*, *комплексного анализа*, *количественный (процентно-статистический)*, *филогенетический, палеоэкологический.*

Метод руководящих ископаемых состоит в том, что одновозрастными считаются отложения с одинаковыми руководящими ископаемыми. Длительное время этот метод был основным. Он сыграл выдающуюся роль в установлении большинства систем, отделов, а впоследствии ярусов на всех материках, в значительном удалении от стратотипических районов и зачастую при невысокой в то время геологической изученности. Интервал существования рода или вида руководящего организма может называться зоной.

Определение: *руководящие ископаемые* – органические остатки, принадлежащие группам, которые существовали очень недолгое время, но характеризуются очень широким распространением. Руководящие ископаемые должны иметь *широкое горизонтальное* распространение (для корреляции удаленных разрезов) и *узкое вертикальное* распространение (для детального расчленения разреза), встречаться часто и в большом числе экземпляров, а также легко распознаваться.

Пример: Руководящими могут быть роды и даже некоторые более крупные систематические группы (семейства, отряды, классы). Например, *археоциаты* (рис. 2.2.18) жили только в раннем кембрии. Другим примером могут служить мезозойские аммониты, по родам и видам которых выделено множество зон.

Рис. 2.2.18. Археоциат

Применяя метод руководящих ископаемых, надо учитывать образ жизни организмов, так как они существуют в

определенных условиях, зависят от среды обитания и поэтому не могут быть распространены повсеместно.

Наряду с широко распространенными (*космополитными*) видами существовали виды, обитавшие на ограниченной площади (*эндемичные*). Так, в силуре юга Сибири и Монголии многочисленны находки брахиопод тувелл *(Tuvaella)*. На этой территории тувеллы являются руководящими, занимая определенный интервал разреза, но провести по ним корреляцию с разрезами силура других районов невозможно, так как нигде больше они не встречаются.

Метод комплексного анализа органических остатков – выяснение распределения всех окаменелостей в разрезах, установлении смены комплексов и прослеживании выделенных комплексов от разреза к разрезу. Метод хорошо иллюстрируется на графиках (рис. 2.2.19) Для этого названия органических остатков располагают в общем списке окаменелостей в порядке их появления в разрезе, отмечая линиями интервал, на котором встречается каждая форма. На получившемся графике — «лестнице» ступени показывают смену комплексов.

Так, на графике (рис. 2.2.19, *а*) видно, что в однообразной по литологии толще сменяются пять палеонтологических комплексов. В них присутствуют формы:

1) не выходящие за пределы интервала (↕);
2) исчезающие в конце интервала (†);
3) появляющиеся в этом интервале (↑);
4) проходящие через интервал (↓↑).

Устойчивость выделенных комплексов проверяется в нескольких разрезах. Называют комплекс по типичному ви-

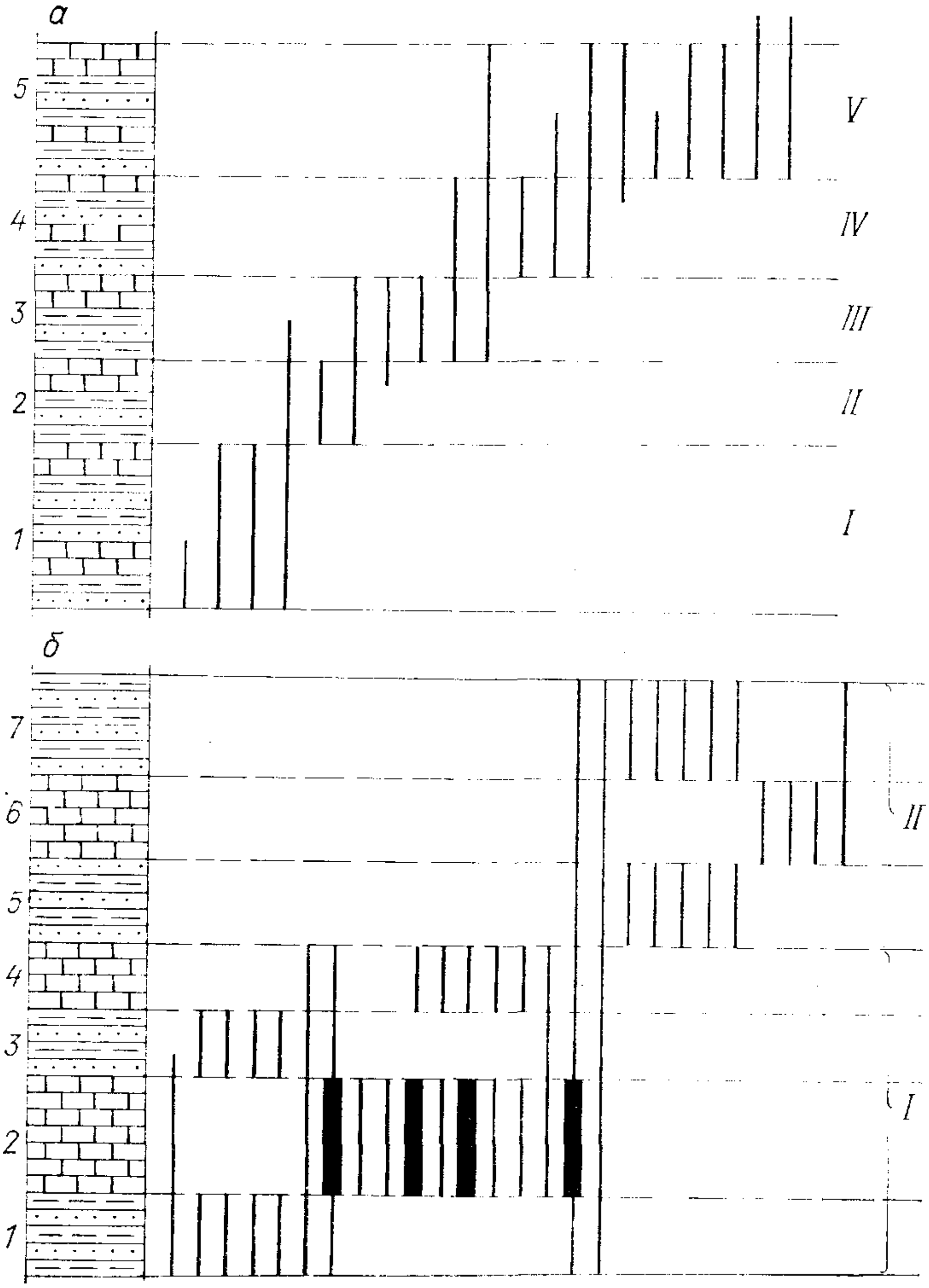


Рис. 2.2.19. Выделение разновозрастных палеонтологических комплексов (Историческая геология, 1985)

ду *(вид-индекс)*. Этот метод позволяет установить *естественные рубежи* смены фауны и флоры. При его применении также необходимо анализировать фациальные особенности разреза. На рис. 2.2.19, *б* все семь пачек слоев имеют собст-

венный набор окаменелостей, однако легко заметить их повторение в пачках *1* и *3; 2* и *4; 5* и 7, что связано с близостью фаций. Таким образом, в разрезе присутствуют уже не семь палеонтологических комплексов, а только два (пачки *1—4; 5—7).*

При комплексном анализе учитывается и количественная характеристика окаменелостей. *Увеличение численности* показывается на графике *утолщением* соответствующих линий. В рассмотренном примере по этому признаку выделяется пачка *2* — маркирующий уровень. Графики распространения форм в разрезе первоначально составляются отдельно для каждой группы организмов и затем сравниваются.

Филогенетический метод – выяснение *смены родственных организмов во времени*, он основывается на принципах эволюционного развития. *Потомки* обычно устроены *более прогрессивно*, чем *предки*, и их остатки будут встречаться в *более молодых* отложениях. Чтобы применить этот метод, надо выяснить филогенез конкретной родственной группы, т. е. установить:

1) когда появились данные организмы;
2) сколько времени они существовали;
3) кто и какие были их предки;
4) кто стали потомками и как они в свою очередь развивались.

Применение филогенетического метода требует максимальной тщательности исследований и высокой квалификации палеонтолога.

Пример: хорошо известна история развития головоногих моллюсков от палеозойских *гониатитов* с простой перегородочной линией до *аммонитов* с очень сложной линией или эволюция простейших – нуммулитов (рис. 2.2.20).

Палеоэкологический метод разработан Р. Ф. Геккером при изучении верхнедевонских отложений Главного девонского поля и изучает связи *организма* с окружавшей его средой, как *органической*, так и *неорганической*. Фациальные изменения приводят к тому, что одновозрастные фаунистические комплексы резко различаются, и наоборот, при сходной фациальной обстановке создаются близкие сообщества организмов. Палеоэкологический метод позволяет проследить смену фациальных фаунистических комплексов в пространстве и сопоставить разнофациальные отложения.

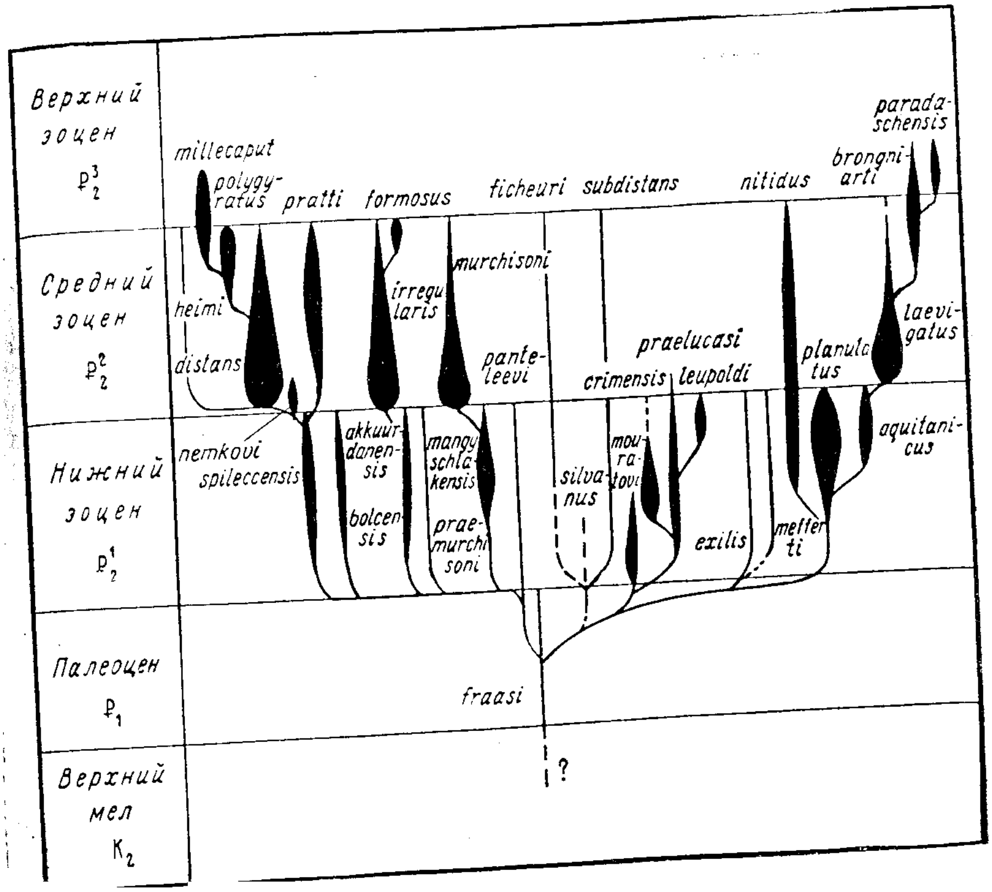


Рис. 2.2.20. Схема филогенетических взаимоотношений видов нуммулитов, род Nummulites (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997)

2.3. ОБЩАЯ (МЕЖДУНАРОДНАЯ) СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ (ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ) ШКАЛА

Максимально полную последовательность слоев, слагающих разрез стратисферы, отражает *международная стратиграфическая шкала.* Установить место изучаемого разреза в общем разрезе стратисферы, или в Шкале – означает определить его *относительный геологический возраст*. Наличие Шкалы позволяет определить геологический возраст с точностью подразделений самой шкалы. Общая шкала представляет собой реальную последовательность отложений в стратисфере и имеет составной характер. Отдельные части шкалы отражают реальную последовательность толщ отложений в районах, которые ко времени составления шкалы были наиболее изучены. Последовательность толщ в каждом из таких районов соответствовала этапам его геологического развития, сами толщи, представлявшие собой свиты или серии, были приняты за эталоны общих стратиграфических подразделений (систем, отделов), а их последовательность составила соответствующую часть Общей шкалы. Типичные стратиграфические разрезы этих толщ являются *стратотипами* соответствующих подразделений Шкалы, а район, где они располагаются, называется *стратотипическим*.

Основные подразделения *международной стратиграфической шкалы*, на базе которой в дальнейшем была создана *геохронологическая шкала*, были выделены в Европе к середине XIX в. Все они вначале устанавливались как региональные стратиграфические подразделения и, следовательно, отвечали естественным этапам развития конкретной

территории. Каждому региону свойствен свой, присущий только ему ход геологического развития, в общем отражающий глобальное развитие (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

В своей основе современная международная геохронологическая шкала в качестве «общей стратиграфической классификации» была принята в 1881 г. на II сессии Международного геологического Конгресса в Болонье (Италия). По праву приоритета стратиграфическая шкала Европы была признана международным стандартом, с которым стали проводить корреляцию стратиграфических подразделений различных регионов мира.

По мере расширения геологических исследований стало все труднее применять стратиграфические названия, имеющие европейское происхождение, для других континентов. Если наиболее крупные стратиграфические подразделения, группы и системы удавалось выделить практически повсеместно, то ярусы было установить сложнее. Поэтому стали выделять *местные* стратиграфические единицы на основании совокупности литологических и палеонтологических данных. Эти *региональные стратиграфические подразделения* стали основой при составлении региональных геологических карт (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

В России на протяжении долгого времени использовались два типа стратиграфических подразделений: единицы международной геологической шкалы и местные стратиграфические подразделения, утверждаемые Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК). С течением времени выявилась недостаточность этих шкал, т. е. необходимость

наведения порядка в установлении региональных и местных стратиграфических подразделений. С последней целью был создан первый Стратиграфический кодекс СССР, утвержденный и опубликованный МСК в 1977 г, сейчас геологи используют новый кодекс 1992 года.

2.4. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Ныне в России и в некоторых других странах, например США, действуют *стратиграфические кодексы*, выполнение требований которых обязательно при проведении геологических работ. Эти кодексы являются сводом основных правил и рекомендаций, определяющих содержание и применение стратиграфических понятий, терминов и названий (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

В Стратиграфическом кодексе предложена следующая структура стратиграфической классификации (табл. 2.4.1).

Вместо применявшихся ранее местных подразделений и единой стратиграфической шкалы кодексом предусмотрено существование трех равноправных самостоятельных шкал. Кроме того, в кодексе предусматривается использование трех групп стратиграфических подразделений: основных, частных и вспомогательных (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Стратиграфические исследования проводят на конкретных разрезах осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород.

Таблица 2.4.1 Структура стратиграфической классификации, принятая в кодексе МСК

Стратиграфические подразделения	Категории стратиграфических подразделении		
	общие	региональные	местные
Основные	эонотема эратема (группа) система отдел зона звено	горизонт лона (провинциальная зона)	комплекс серия свита
Частные	категория зональных биостратиграфических подразделений: биостратиграфические зоны разных видов		
Вспомогательные	категория литостратиграфических подразделений: толща, пачка, пласт (слой), маркирующий горизонт; категория биостратиграфических подразделений: слои с фауной (флорой)		

С помощью различных методов выделяют конкретные стратиграфические подразделения, представляющие геологические тела, выясняют их последовательность и взаимоотношения (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Разрез, на котором впервые выделено данное стратиграфическое подразделение, носит название *стратотипа,* а

район, где он располагается, называется *стратотипической местностью*.

Основные стратиграфические подразделения. Стратиграфические подразделения – совокупность горных пород, естественное геологическое тело, время формирования которых соответствовало определенному этапу геологической истории Земли. Общие подразделения устанавливаются с помощью различных методов. Для докембрийских образований в основном используют радиогеохронологические методы, а для фанерозоя —палеонтологические.

Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты (табл. 2.4.2):

Таблица 2.4.2. Соответствие единиц стратиграфической и геохронологической шкал

подразделения	
стратиграфические	геохронологические
эонотема (eonothem)	эон (eon)
эратема, или группа (erathem)	эра (era)
система (system)	период (period)
отдел (series)	эпоха (epoch)
ярус(stage)	век (age)
зона (zone)	фаза (phase)
звено	пора

Практически все стратиграфические подразделения крупнее яруса имеют единые международные наименования.

Определение: *эонотема* — это отложения, образовавшиеся в течение **самой крупной геохронологической единицы** — *эона* (*архейский*, *протерозойский* и *фанерозойский*), **длительностью многие сотни миллионов и даже более миллиарда лет**. *Архейскую* (Archaen, AR) и *протерозойскую* (Proterozoic, PR) эонотемы объединяют под название «*криптозой*» (эра скрытой жизни), но чаще используют название «докембрий» (Precambrian), т. е. совокупность пород, образовавшихся до кембрийского периода. **Основным критерием разделения** *криптозоя* и *фанерозоя* (Phanerozoic, PHZ) является присутствие только бесскелетных организмов в *криптозое* (рис. 2.4.1) и появление большого разнообразия скелетных форм в *фанерозое* (рис. 2.2.16-2.2.18).

Определение: *эратема,* или *группа,* составляет часть эонотемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение *эры* **продолжительностью в первые сотни миллионов лет** (в фанерозое). Эратемы отражают крупные этапы развития Земли и органического мира. Границы между ними соответствуют переломным рубежам в истории развития органического мира. В фанерозое выделяют три эратемы: *палеозойскую* (Paleozoic, PZ), *мезозойскую* (Mesozoic, MZ) и *кайнозойскую* (Cenozoic, CZ).

Определение: *система* составляет часть эратемы и характеризует отложения; образовавшиеся в течение *периода* длительностью в **десятки миллионов лет**. Системе свойственны типичные для нее *семейства* и *роды* фауны и флоры. Для каждой системы на геологических картах приняты определенный цвет, являющийся международным, и индекс,

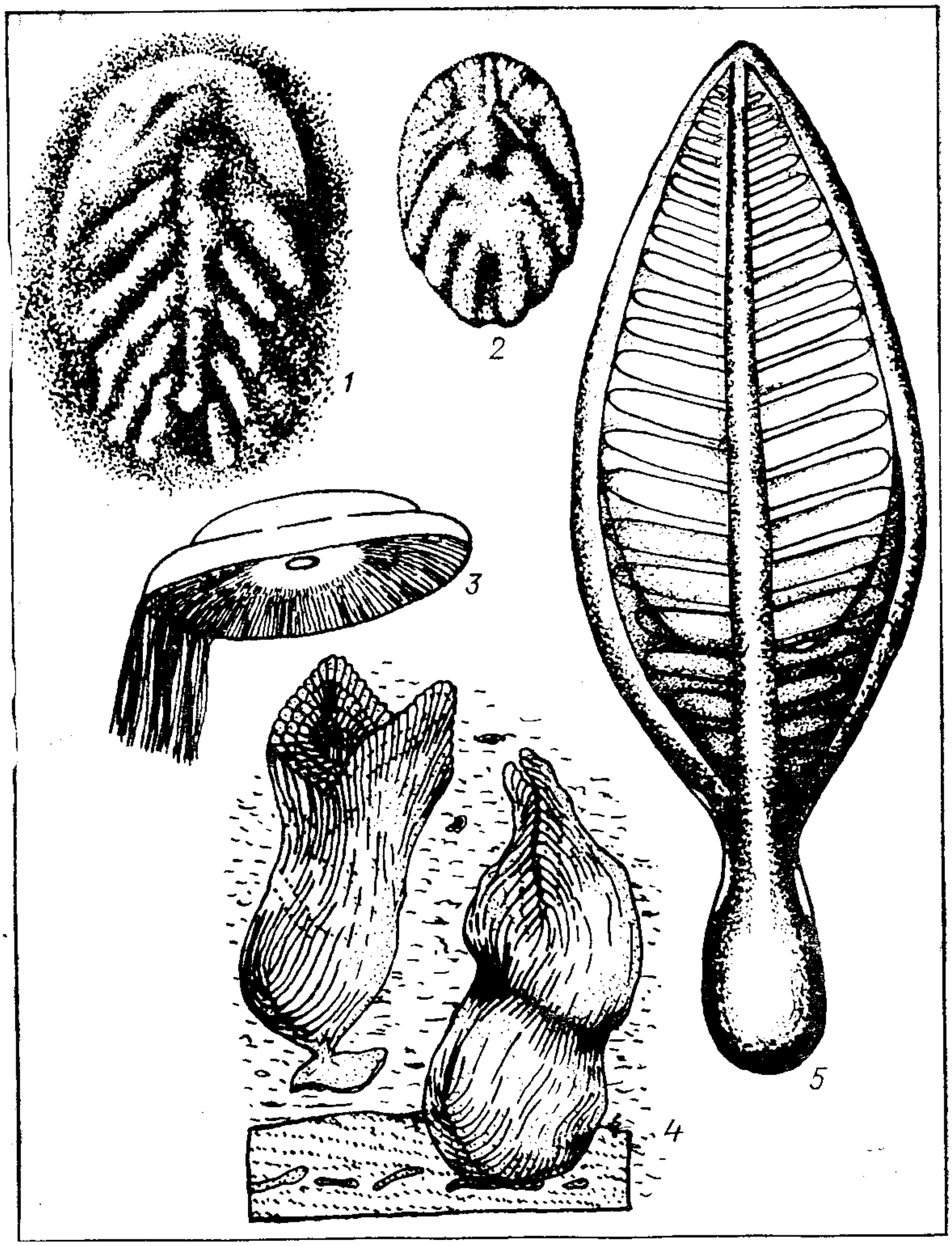


Рис. 2.4.1. Бесскелетная фауна венда. 1 – Vendia sokolovi Keller; 2 – Praecambridium; 3 – Ediacaria flindersi Sprigg; Ernietta plateauensis Pflug; Vaizitsia sophia Sokolov et Fedonkin (Историческая геология, 1985)

образованный начальной буквой латинского названия системы. В настоящее время в **фанерозое** официально узаконены **12 систем**: *кембрийская* (Cambrian, Є), *ордовикская* (Ordovician, O), *силурийская* (Silurian, S), *девонская* (Devonian, D),

каменноугольная, или *карбоновая* (Carboniferous, C), *пермская* (Permian, P), *триасовая* (Triassic, T), *юрская* (Jurrasic, J), *меловая* (Cretaceous, K), *палеогеновая* (Paleogene, Pg), *неогеновая* (Neogene, N) и *четвертичная*, или *антропогеновая* (Quaternary, Q). Названия большинства систем происходят от географических названий тех местностей, где они были впервые установлены.

Определение: *отдел* — часть системы; он характеризует отложения, образовавшиеся в течение одной *эпохи,* длительность которой обычно составляет **первые десятки миллионов лет**. В палеонтологическом отношении отделам свойственны характерные *роды* или *группы видов* фауны и флоры. Названия отделов даны по положению их в системе: *нижний*, *средний*, *верхний* или только *нижний* и *верхний*; эпохи соответственно называют *ранней, средней, поздней.* Некоторые отделы имеют собственные названия. Так, например, в каменноугольной системе – *миссиссипий и пенсильваний*, в пермской – *предуралий*, *гваделупий* и *лопингий*, а в палеогеновой — *палеоцен, эоцен* и *олигоцен.*

Определение: *ярус*—часть отдела. Ему отвечают отложения, образовавшиеся в течение *века,* продолжительностью **в несколько миллионов лет**. Для яруса характерен определенный комплекс ископаемых организмов с типичными *родами* и *видами.* Названия ярусов обычно происходят от названий областей, районов, рек, гор, населенных пунктов, где находятся стратотипические разрезы. Иногда выделяют подъярусы: *нижний* и *верхний* или *нижний, средний* и *верхний.* На геологической карте ярусы закрашиваются оттенками цвета системы, а индексы их образуют путем добав-

ления к индексу отдела начальной буквы латинского названия яруса; K_1v — валанжинский ярус, K_2c — коньякский ярус, P_1a—артинский ярус. В случае, если отдел имеет ярусы, начинающиеся с одной и той же буквы, к первой букве добавляется следующая согласная буква K_1ap—аптский ярус, K_1al — альбский, K_2cm — сеноманский.

Определение: *зона* является частью яруса и охватывает отложения, образовавшиеся в течение одной *фазы* порядка **1—3 млн лет**. Ее границы устанавливаются по определенному зональному комплексу видов ископаемых организмов, который содержит формы, имеющие широкое географическое распространение и быстро эволюционировавшие. Название зоны дается по наиболее характерному виду *зонального комплекса*. Зона и фаза имеют название одного и того же вида-индекса. Например, зона или фаза Volviceramus involutus.

Определение: *звено* выделяется в составе четвертичной системы. В звено объединяют горные породы, сформированные во время *одного цикла климатических изменений*: *похолодания (ледниковье)* и *потепления (межледниковье)*. Звено должно иметь свой стратотип и *климатостратиграфическое* или *литолого-экологическое* обоснование. **Четвертичная система состоит из четырех звеньев**: нижне-, средне-, верхнечетвертичного и современного. Их иногда называют нижним, средним и верхним плейстоценом и голоценом.

Региональные стратиграфические подразделения. В их состав входят *горизонт* и *лона*.

Определение: горизонт—основное региональное подразделение, которое объединяет одновозрастные свиты и их части. Геохронологическим эквивалентом служит *время.*

Пример: мячковский горизонт в среднем карбоне и мячковское время.

Определение: *лона* представляет собой провинциальную зону. Она устанавливается по комплексу фауны и флоры, характерному для данного региона, и отражает определенную фазу развития населявшего его органического мира данного региона. Границы лоны определяются по характерным видам зонального комплекса. Лона должна иметь стратотип, содержащий зональный комплекс, и ее название происходит от *вида—индекса*. Геохронологическим эквивалентом лоны является *время.*

Местные стратиграфические подразделения. Они представляют собой толщи пород, выделяемые по ряду признаков, в основном по их литологическому или петрографическому составу, и отвечающие этапу геологического развития данного района (бассейна). В свете их связи с этапом развития района они отличаются от литостратиграфических подразделений. Местные подразделения должны иметь ясно выраженные границы и относительно широкое распространение.

Определение: *комплекс* — самое крупное местное стратиграфическое подразделение. Чаще всего оно применяется при расчленении докембрия. Комплекс имеет очень большую мощность, сложный состав горных пород, сформированный в течение крупного этапа развития. На границе комплексов часто наблюдаются крупные несогласия, скачки

метаморфизма горных пород. Комплексу присваивается географическое название по характерному месту его развития; например, *байкальский* или *беломорский* комплекс.

Определение: *серия* охватывает достаточно мощную и сложную по составу толщу горных пород и объединяет в своем составе несколько *свит* для которых имеются какие-то общие признаки:

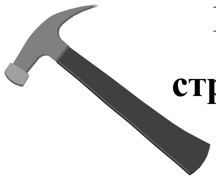
1) сходные условия образования;

2) преобладание определенных типов горных пород;

3) близкая степень деформаций и метаморфизма и т. д.

Серии часто разделяются стратиграфическими и угловыми несогласиями. В Америке серии соответствует группа (Group), а свите—формация (Formation).

Определение: *свита* – основная единица местной шкалы, представляет собой толщу пород, образованных в определенной физико-географической обстановке и занимающих установленное стратиграфическое положение в разрезе. Она может состоять из однородных пород, или из переслаивания их нескольких типов. Главные особенности свиты—наличие устойчивых литологических признаков на всей площади ее распространения, четкая выраженность границ и соответствие ее обособленному этапу геологического развития района. Возрастной объем свиты может изменяться от места к месту. На геологической карте площадь развития свиты закрашивается оттенкам цвета системы, к которой она относится по возрасту. Индексы образуются путем прибавления к индексу отдела начальной латинской буквы названия свиты. Свое название свита получает по географическому местонахождению стратотипа.



Пример (картируемых местных стратиграфических подразделений второй крымской практики):

Pg_2*sm*- симферопольская свита (Pg_2l)

Pg_2*bh*- бахчисарайская свита (Pg_2t)

Pg_1kč – качинская свита (Pg_1i)

Pg_1*bk* – белокаменская свита (Pg_1d или Pg_1d-m)

K_2*kd* — кудринская свита (K_2st-m),

K_2*pr* — прохладненская свита (K_2t_1-K_2c),

K_2*bg* — белогорская свита (K_2cm-K_2t_1),

K_1*mn*—мангушская свита ($K_1al_3^3$),

K_1*vb* — высокобугорская свита ($K_1al_3^2$),

K_1*bs* — биясалинская свита (K_1br_2-a),

K_1*kd* — коясджилдинская свита (K_1h_2-br_1),

K_1*rz* — резанская свита (K_1v-h_1),

J_1tv — таврическая серия (J_1),

T_3-J_1es – эскиординская серия (T_3-J_1).

Местные стратиграфические подразделения — это реально существующие и картируемые тела. Их выделение не зависит от того, как они сопоставляются с подразделениями общей шкалы, и они не заменяются этими подразделениями.

Стратиграфические подразделения частного обоснования включают категории биостратиграфических зон разных видов. Они имеют локальное распространение, и их выделение обосновывается только палеонтологически.

Биостратиграфическая зона представляет собой толщу горных пород, охарактеризованную комплексом органических остатков. Время ее образования определяется временем эволюции отдельных групп фауны или флоры либо сменой

экологических ассоциаций. Вертикальное распространение зоны по разрезу ограничивается появлением и исчезновением комплекса органических остатков, а географическое распространение — ареалом развития зонального комплекса. Зональное деление разреза может быть проведено по разным группам ископаемых организмов. Например, наряду с зональным делением каменноугольной системы по *аммоноидеям* существует зональное деление этой системы по *фузулинидам*, *брахиоподам* и *конодонтам*. Биостратиграфическая зона имеет свой стратотип и может разделяться на подзоны. Она образуется из названия одного или нескольких видов-индексов. Ее геохронологическим эквивалентом является то же название с добавлением слова «время».

Вспомогательные стратиграфические подразделения. Эти единицы не имеют строгого соподчинения, не являются обязательными, но в то же время они способствуют расчленению и сопоставлению отложений, в которых еще не обнаружены ископаемые остатки организмов, позволяющие установить основные или частные стратиграфические подразделения. Наиболее часто употребляются *литостратиграфические* и *биостратиграфические* вспомогательные подразделения.

В качестве **литостратиграфических подразделений** применяют следующие: *толща, пачка, слой, залежь, маркирующий горизонт, линза* и т. д. Они называются обычно по характерным породам, цвету, литологическим особенностям или по характерным органическим остаткам, а название *толщи* может происходить от географического названия.

Пример: толща мергелей, толща известняков, толща красноцветов, макаривская толща и т. д.

Пачки обозначаются числами или буквами с названием горной породы в скобках.

Пример: пачка 1 (известняки), пачка 2 (мергели), пачка 3 (серые песчаники).

Название **биостратиграфических подразделений** происходит от характерных групп фауны или флоры, которые отличаются от организмов, встречающихся в ниже- и вышележащих слоях.

Пример: *слои* или *толщи* с Ginkgo, слои с Turrilites.

Геохронологическим эквивалентом вспомогательных стратиграфических подразделений является *время*.

Пример: время образования макаривской толщи, время образования пачки песчаников, время образования слоев с Turrilites.

2.5. Определение относительного геологического возраста

Определение относительного геологического возраста происходит путем сопоставления изучаемых отложений с подразделениями шкалы. Это сопоставление проводится с использованием изложенных выше методов. В результате этого сопоставления определяется возраст свит, серий и горизонтов, выделенных в районе, так как за каждой единицей шкалы стоит реальный геологический разрез (стратотип), что дает возможность сравнивать разрезы литологическими и палеонтологическими методами.

Если остатки организмов не обнаружены, возраст свиты устанавливается косвенным путем, исходя из возраста подстилающих или перекрывающих толщ или путем сопоставления с разрезами соседних районов.

В качестве примера выяснения истории магматизма (№5) проанализируем схематические разрезы палеозойских отложений Восточного Казахстана (рис. 2.5). В разрезе на рис. 2.5, *а* толща вулканических пород подстилается и перекрывается верхнедевонскими песчаниками с растительными остатками. В середине позднего девона на пески с растениями излилась магма, образовался лавовый покров; нижележащие породы обожжены (*горячий контакт*). Затем на остывшую поверхность лавового потока (*холодный контакт*) легли пески с остатками флоры. В дальнейшем эффузивы и вмещающие их песчаники были собраны в складки. Позднедевонский возраст вулканических пород определяется однозначно.

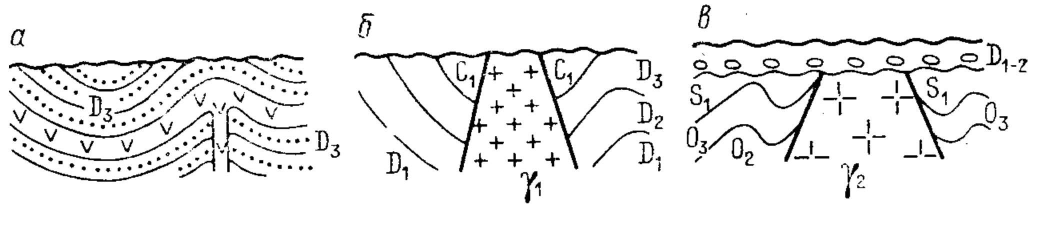


Рис. 2.5. Схематические геологические разрезы районов Восточного Казахстана (Историческая геология, 1985)

На другом разрезе (рис. 2.5, б) гранитная интрузия прорывает девонские и нижнекаменноугольные отложения. Контакт с вмещающими породами горячий. Возраст интрузии — после-раннекаменноугольный, точнее его нельзя определить. В разрезе, представленном на рис. 2.5, в, возраст

гранитов устанавливается уверенно. Интрузия прорывает толщу ордовика и нижнего силура и с размывом перекрывается нижнедевонскими отложениями, в конгломератах которых найдены гранитные гальки. Следовательно, интрузия имеет позднесилурийский возраст.

2.6. Определение абсолютного геологического возраста

Метод определения возраста по ленточным глинам, которые отлагаются в спокойных приледниковых бассейнах при сезонном изменении климата. За год образуется лента из двух тонких слоев: песчаного (весенне-летнего) и глинистого (осенне-зимнего). Пользуясь этим методом, геологи установили, что последний ледник покинул территорию Ленинградской области 16,5 тыс. лет назад, а Скандинавию 8—9 тыс. лет (Историческая геология, 1985).

Методы изотопной геохронологии (Историческая геология, 1985) основаны на том, что скорость радиоактивного распада элементов постоянна и не зависит от условий, существовавших и существующих на Земле. При формировании кристаллических решеток минералов, содержащих радиоактивные элементы, создается закрытая система, в которой накапливаются продукты радиоактивного распада. Суть радиологических методов заключается в определении количества дочернего изотопа, образовавшегося вследствие радиоактивного распада материнского изотопа. Зная скорость этого процесса, можно оценить возраст минерала. В 50-х годах XX века благодаря объединенным усилиям геохимиков, физиков и геологов удалось создать первую шкалу

абсолютного летосчисления истории Земли. Главным параметром является *период полураспада* – время, за которое распадается половина атомов изотопа радиоактивного элемента.

Ведущими методами ядерной геохронологии являются *свинцовые*, *самарий-неодимовый, калий-аргоновый*, *рубидиево-стронциевый* и *радиоуглеродный*.

Урано-ториево-свинцовый метод. В основу метода положен процесс распада изотопов урана и тория $^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$, $^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$, $^{232}Th \rightarrow ^{208}Pb$. Периоды полураспада: ^{238}U – 4,51 млрд лет, ^{235}U – 713 млн лет, ^{232}Th – 15170 лет. Оценить возраст минерала позволяют пять изотопных отношений $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$, $^{208}Pb/^{232}Th$, $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$. Для определения возраста используют минералы монацит, циркон, реже уранинит и ортит.

Преимущества. Достоинство уран-свинцовых методов заключается в том, что они дают возможность определять изотопный возраст изверженных и метаморфических пород, для которых палеонтологические методы неприменимы.

Калий-аргоновый (аргон-аргоновый) метод основан на том, что в процессе самопроизвольного распада калия 12 % атомов ^{40}K переходят в аргон ^{40}Ar, а остальные 88 % — в изотоп ^{40}Ca. Период полураспада ^{40}Ar – 1,3 млрд лет.

Преимущества. Применение метода объясняется тем, что калий присутствует в составе таких распространенных в природе минералов, как полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, глауконит. Метод позволяет установить абсолютный возраст не только *интрузивных* и *эффузивных*, но и *осадочных* пород.

Недостатки. Он пригоден лишь для тех пород, которые не подвергались достаточно сильному нагреванию (свыше 300 °С) и большому давлению.

Самарий-неодимовый метод заключается в медленном распаде изотопа ^{147}Sm до ^{144}Nd. Изотоп ^{147}Sm встречается в смеси со стабильными изотопами ^{144}Sm, $^{148\text{-}150}Sm$, ^{152}Sm, ^{154}Sm. Период полураспада ^{147}Sm – 153 млрд лет.

Преимущества. Считается одним из наиболее надежных для определения возраста сильно метаморфизованных раннедокембрийских пород.

Недостатки. Иногда дает заниженные значения возраста.

Рубидиево-стронциевый метод основан на распаде рубидия ^{87}Rb и превращении его в изотоп стронция ^{87}Sr. Изотоп ^{87}Rb присутствует в виде примеси в калиевых минералах (биотит, мусковит, лепидолит). Период полураспада ^{87}Rb – 47 млрд лет.

Недостатки. Из-за низкой скорости распада рубидия метод применяется в основном для определения возраста *докембрийских и палеозойских* пород.

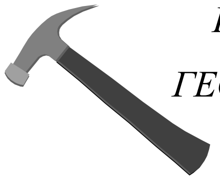
Радиоуглеродный метод базируется на определении радиоактивного изотопа углерода ^{14}C в породах. Этот изотоп постоянно образуется в атмосфере из азота ^{14}N под воздействием космического излучения и усваивается живыми организмами. После смерти организма происходит распад углерода ^{14}C с известной скоростью, что позволяет определить возраст вмещающих его слоев.

Недостатки. Изотоп ^{14}C распадается с большой скоростью, поэтому метод применим лишь для отложений, воз-

раст которых не древнее 60 тыс. лет. Радиоуглеродный метод широко используется при изучении *четвертичных отложений* и в *археологии*. Период полураспада ^{14}C – 5750 лет.

Результаты радиологических методов имеют революционное значение для геологии. Впервые с их помощью геологи получили датировки абсолютного возраста, т.е. абсолютные значения в годах. Это достижение имело важнейшее значение для исследования докембрийских отложений, для которых применение палеонтологического метода определения относительного возраста затруднено или вообще невозможно. Датировки абсолютного возраста позволили определить продолжительность эр, периодов и других единиц геохронологической шкалы, а также общую продолжительность геологической истории Земли. Например, выяснилось, что 85% истории Земли отвечает докембрию.

Результаты геохронологии нуждаются в постоянном геологическом контроле из-за явления кажущегося омоложения возраста. Это вызвано частичной или даже полной потерей накопившихся дочерних изотопов из-за проявления погружения, эпох складчатости, метаморфизма, гранитизации и т. д. Методы постоянно совершенствуются.



ПРАКТИКУМ ПО ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Сопоставление разрезов осадочных пород.

Задание выполняется в несколько стадий (этапов).

1. **Графическое построение разрезов по их текстовому описанию** в выбранном масштабе и с использованием

литологического крапа (условные обозначения). На листе бумаги рисуется **изображение слоя** согласно его **мощности**. Производится **дифференциация границ** на **согласные** или **несогласные**. Ставится символ возраста слоя (рис. 2.5.3).

2. **Сопоставление разрезов путем** соединения **границ кровли** (верхняя) и **подошвы** (нижняя) одновозрастных стратиграфических подразделений (рис. 2.5.3). Если в каком-то разрезе **подразделение отсутствует**, но оно есть в двух других разрезах, тогда **линии сопоставления** кровли и подошвы слоя **придут в одну точку** (слой выклинивается).

3. **Построение сводного разреза района** по трем частным разрезам (рис. 2.5.3). Сводный разрез характеризует **весь район**, поэтому в его состав входят **все стратиграфические подразделения**, установленные в трех разрезах (даже если они встречены в двух или только в одном разрезе). Слои в сводном разрезе рисуются с **максимальным значением** мощности. Если мощность слоя в двух или во всех трех разрезах разная, то надо брать **максимальную**. Следовательно, совокупная **мощность** сводного разреза **всегда больше** мощности любого частного разреза, а значит надо выбирать вертикальный масштаб так, чтобы сводный разрез поместился на одном листе. Рекомендуется строить частные разрезы из расчета половины высоты страницы. Если в двух или трех разрезах **слой одного возраста** представлен **разными породами**, то в сводном разрезе в ячейке слоя рисуется вертикальная пилообразная линия, которая разделяет поля с разными крапами. **Число полей** равно **числу литологических разностей**, или **фаций** слоя (два поля, если две разности и три поля, если три разности). Поля закрашиваются крапом в том же порядке, в каком расположены разрезы (например, с севера на юг).

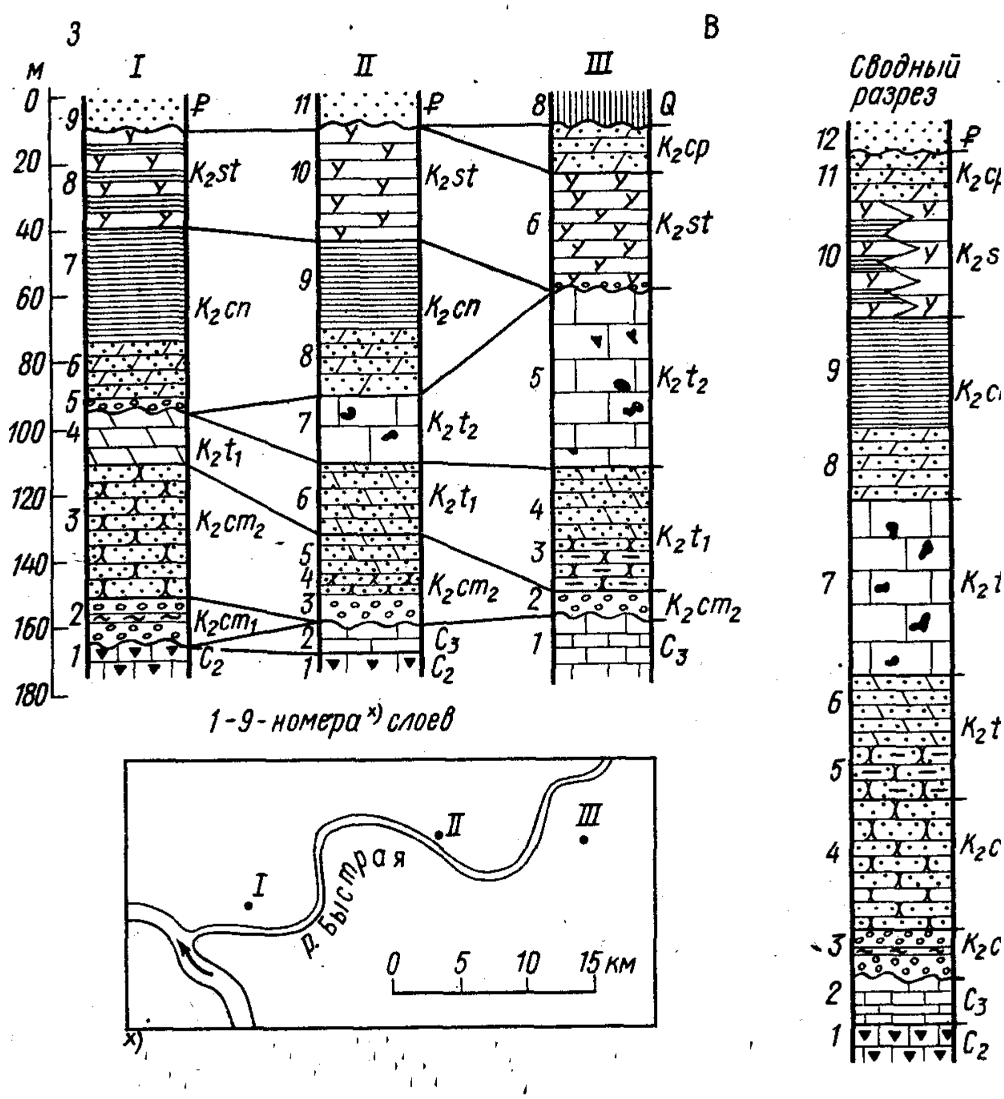


Рис. 2.5.3. Разрезы верхнемеловых отложении нижнего течения р. Быстрой (Казакова, Найдин, 1983). Примечание: нумерация слоев в каждом разрезе независима от нумерации слоев в других разрезах

4. Построение стратиграфической колонки (рис. 2.5.4), в которой дается словесная характеристика сводного разреза по текстовому описанию.

Сопоставление разрезов осадочных пород и составление сводного разреза района является необходимым элемен-

том главы «стратиграфия» в отчете по второй крымской практике.

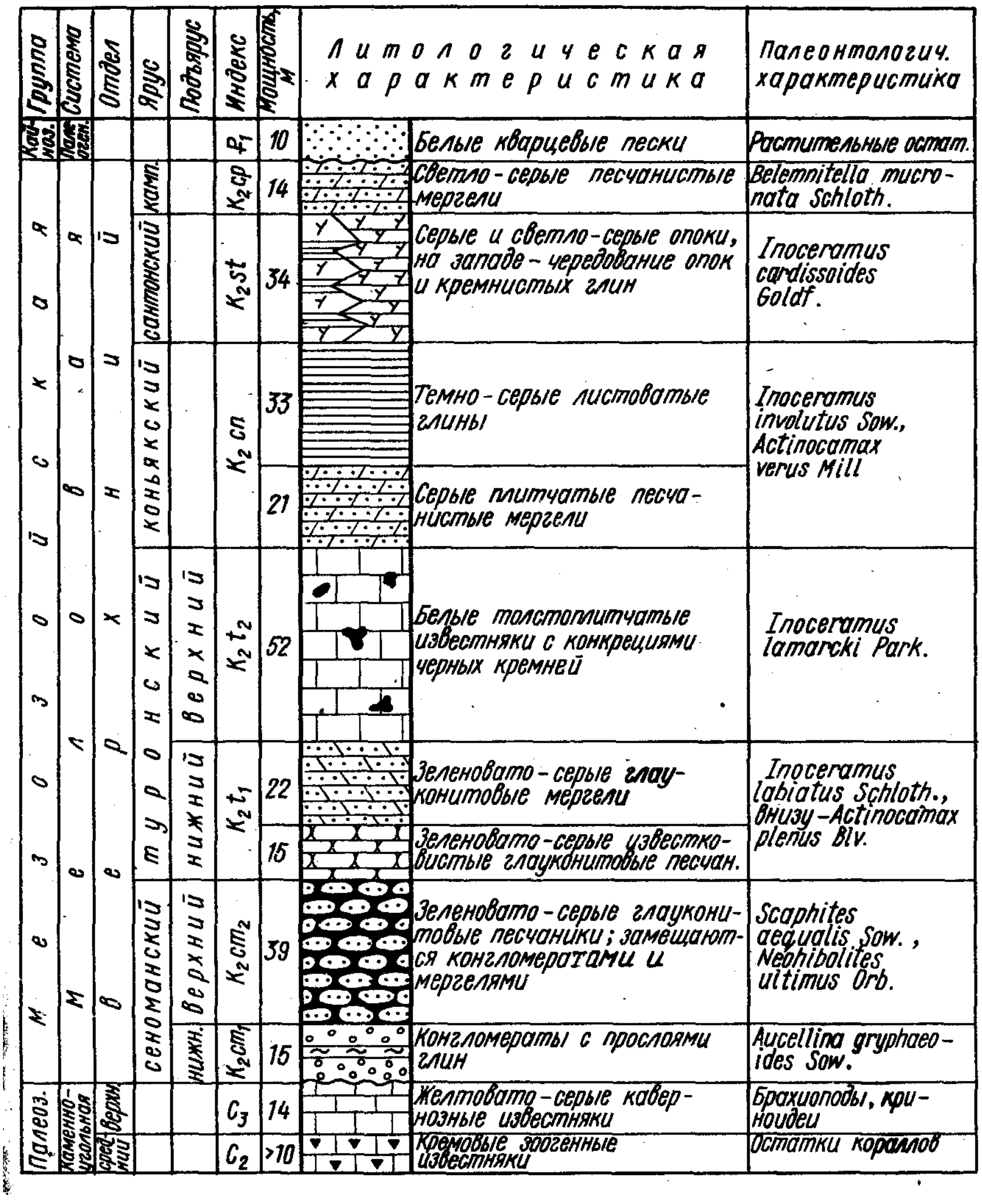


Рис. 2.5.4. Стратиграфическая колонка нижнего течения р. Быстрой (Казакова, Найдин, 1983)

ГЛАВА 3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Образующиеся на земной поверхности осадочные и вулканические породы дают значительную часть добываемых человеком полезных ископаемых или контролируют их размещение. Эти породы формировались в конкретной географической обстановке, поэтому выяснение природных условий их образования необходимо для познания геологической истории Земли и для прогноза полезных ископаемых (Историческая геология, 1985).

3.1. УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ОРГАНИЗМОВ В МОРСКИХ ВОДОЕМАХ

С помощью палеоэкологии, выясняющих взаимоотношения когда-то существовавших организмов с окружающей их средой, можно узнать условия жизни растений и животных и основные факторы, определяющие их распространение и развитие.

Наилучшие условия для захоронения и сохранения остатков организмов создает водная среда. Поэтому большая часть органических остатков геологического прошлого принадлежит организмам, обитавшим в воде. Расселение организмов в воде определяют следующие основные условия: соленость, глубина, свет, температура, газовый режим, движение воды, характер грунта (Историческая геология, 1985).

Соленость бассейнов определяется количеством граммов соли в одном литре воды и измеряется в промилле (1 °/оо = 1 г/л). В настоящее время соленость Мирового океана равна 35 °/оо. Соленость открытых морей приближа-

ется к этому значению. Моря внутренние, глубоко вдающиеся в континент, отличаются пониженным или повышенным содержанием соли. По солености современные бассейны подразделяют на морские, ненормальной солености (солоноватоводные, осолоненные) и пресноводные. Морские бассейны имеют соленость 15—45 °/оо (например, Красное море – 43°/оо; Черное – до 23 °/оо; Каспийское – до 17 °/оо), среди них выделяют моря нормальной солености (близкой к 35 °/оо). У пресноводных бассейнов соленость ниже 0,5°/оо, солоноватоводных 0,5—15°/оо (например, Балтийское море – 9 °/оо), осолоненных свыше 45 °/оо.

Наиболее разнообразное и богатое население характеризует моря нормальной солености. Изменение солености приводит к сокращению числа видов. Так, в Средиземном море (соленость 35—38 °/оо) число обитающих в нем видов превышает 8000, а в Азовском море (соленость до 16 °/оо) количество видов сокращается в 15—20 раз. В бассейнах ненормальной солености условия благоприятны для немногих видов, однако при этом может резко возрастать их продуктивность. В таких бассейнах живет мало видов, но они встречаются в больших количествах. Изменение солености приводит к «угнетенному» облику фауны: уменьшаются размеры раковины, раковины становятся тоньше, упрощается их скульптура (Историческая геология, 1985).

По отношению к солености организмы делятся на *эвригалинные* и *стеногалинные.*

Определение: *Эвригалинные* организмы выдерживают заметные изменения солености, стеногалинные живут в водах только определенной солености.

К *стеногалинным* обитателям морей нормальной солености относится большая часть колониальных кораллов, иглокожие, головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты (рис. 3.1.1). Только единичные представители перечисленных групп могли переносить изменение солености. Пресноводными являются двустворки *Unio,* гастроподы *Limnaea, Viviparus, Planorbis.*

Рис. 3.1.1. Диорама ордовикского моря нормальной солености со стеногалинными организмами. В центре – головоногий моллюск, пожирающий трилобита. По бокам и на заднем плане – колониальные и одиночные кораллы

Эвригалинные группы составляют пелециподы (двустворчатые моллюски), гастроподы (брюхоногие моллюски), некоторые ракообразные, черви, водоросли. Наиболее выносливы последние три группы. Однако некоторые представители перечисленных групп не выносят изменения солено-

сти. Так, пелециподы *Hippurites, Diceras* жили только в морях нормальной солености.

Глубина бассейна играет существенную роль в расселении организмов. С ростом глубины уменьшается освещенность, возрастает давление (через каждые 10 м глубины давление увеличивается на 10^5 Па), изменяется газовый режим; температура воды на больших глубинах низкая и практически постоянная. Для жизни растений и животных наиболее благоприятны небольшие глубины. С увеличением глубины число видов и биомасса значительно уменьшаются. В настоящее время биомасса зообентоса в абиссали (глубина 5—6 км) в центральных районах океана составляет 1—2 мг/м^2, что в 100—200 тыс. раз меньше, чем на шельфе (до глубины 200 м), где сосредоточено 82,6 % всей биомассы бентоса. 65 % всей биомассы планктона находится в толще воды на глубинах до 500 м.

Глубоководные животные при перемещении в верхние слои воды гибнут. Однако многие организмы могут двигаться в толще воды по вертикали, например, рыбы, головоногие моллюски (рис. 3.1.2) и мигрирующий зоопланктон.

Некоторые современные планктонные организмы опускаются во время штормов в спокойные воды глубин; другие не переносят дневного света и днем уходят в неосвещенные глубины (Историческая геология, 1985).

Рис. 3.1.2. Два современных головоногих моллюска – наутилуса поедают рыбу. Наутилусы и рыбы – эврибатные организмы

О глубине древних бассейнов можно судить только по оставшимся на месте (неперенесенным) остаткам бентосных организмов. На небольших глубинах обитали водные растения и разнообразные рифостроители: известьвыделяющие цианобактерии (строматолиты), археоциаты, строматопораты, кораллы. Поселения брахиопод и двустворок характерны для морского дна. На мелководье располагались брахиоподовые и пелециподовые банки, заросли морских лилий. По отношению к изменению глубины бассейна организмы бывают *эврибатные* и *стенобатные*.

Определение: Эврибатные организмы способны выносить изменение глубины обитания, а стенобатные – не способны.

Пример: рифостроящие животные (мшанки, кораллы) являются стенобатными организмами, а активно плавающие животные (рыбы, головоногие моллюски) – эврибатными.

Свет необходим для фотосинтеза растений. Наиболее освещены верхние 10 м водной толщи. Развитие растительности в освещенных верхних слоях воды (до глубины 50—80 м) и на мелководье приводит к тому, что здесь существует наиболее богатый животный мир. На глубине свыше 200 м царит фактически полный мрак. Проникновение солнечного света на глубину зависит от прозрачности воды и широты места (Историческая геология, 1985).

Пример: В Средиземном море белый диск, опущенный в воду, виден до глубины 60 м, в Белом до 8—9 м, в Азовском до 3 м, а в летнее время из-за массового развития одноклеточных водорослей видимость снижается до 10—12 см.

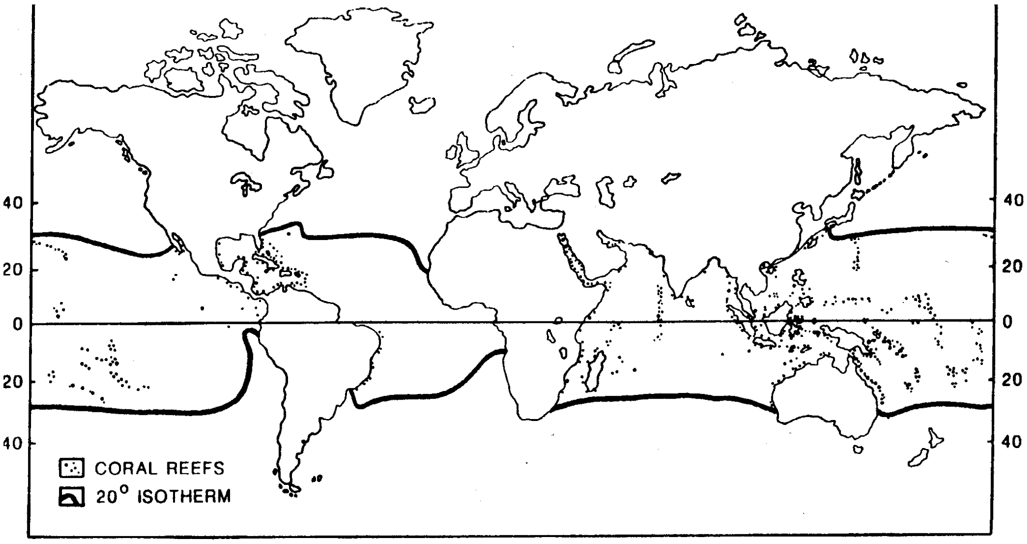
Температура воды на небольших глубинах определяется географическим положением (широтой) местности, временем года, действием течений. Вода отличается большей термостабильностью, чем воздух, у нее низкая теплопроводность (она медленнее нагревается и медленнее остывает). В бассейнах существует «температурная слоистость». Так, зимой холодные воды располагаются подо льдом на более теплых, а летом более легкие прогретые воды находятся вверху. Подобные условия благоприятны для обитателей водной среды. В Мировом океане наивысшая температура воды 36 °С (в тропической зоне), наиболее низкая—от 0 до —2 °С. Все глубинные области океанов заполнены холодными водами (Историческая геология, 1985). Выделяют *эвритермные* и *стенотермные* организмы.

Определение: *эвритермные* организмы способны выносить изменение температуры воды, а *стенотермные* организмы не выносят изменения температуры.

Пример стенотермных организмов — колониальные кораллы с симбионтами, которые живут при температуре не ниже 20°С (рис. 3.1.3.). В теплых морях известковые раковины животных более толстые, массивные, с богатой скульптурой. Растворимость карбоната кальция выше в холодной воде, поэтому осадки холодных вод бедны им и раковины обитающих в них животных тонкие, с простой скульптурой. Более богатая и разнообразная в видовом отношении фауна характерна для морей тропиков, а менее разнообразная – для Антарктиды (Историческая геология, 1985).

Газовый режим, особенно содержание кислорода, углекислого газа и сероводорода, имеет большое значение для водных существ. Кислород поступает из атмосферы и выделяется фотосинтезирующими растениями; он необходим для нормальной жизнедеятельности организмов. Углекислый газ выделяется в воду организмами и поступает сюда во время вулканической деятельности. Он потребляется фото- и хемосинтезирующими организмами и расходуется на химические соединения. С повышением температуры и солености нормальное содержание углекислого газа в воде снижается. В высоких концентрациях углекислый газ ядовит для большинства животных, поэтому многие родники, пересыщенные углекислотой, лишены жизни. Сероводород образуется в водных бассейнах в результате деятельности бактерий. Для множества видов водных животных сероводород смертелен

А



Б

Рис. 3.1.3. А – колониальный коралл с симбионтами – пример стеногалинного, стенотермного и стенобатного организма. Б – область распространения современных коралловых рифов ограничена изотермой 20° (Schanger, 1992)

(Историческая геология, 1985), хотя существуют формы, способные жить в бескислородных (аноксидных) условиях. По отношению к изменению концентрации растворенного в

воде кислорода организмы делятся на стенооксийные и эвриоксийные.

Определение: стенооксийные организмы не могут выдерживать изменение концентрации растворенного в воде кислорода, а эвриоксийные – могут.

Движение воды в прибрежной зоне на мелководье и на морском дне в глубоких частях бассейна происходит по-разному. Действие волн, приливы и отливы оказывают большое влияние на обитателей прибрежной зоны. У них вырабатываются различные приспособления: прочные постройки, толстые раковины, способность к всверливанию и т. п. В зоне подводных течений на скалистом грунте обитают прирастающие животные (например, кораллы, строматопораты). Сильное движение воды сказывается на форме их колоний, строении скелета. Появляются плоские обтекаемые формы. Некоторые кораллы стелются по дну. В ископаемом состоянии можно встретить такое дно древнего моря — поверхность напластования со стелющимися кораллами, следами сверления, «пеньками» морских лилий, приросшими брюшными створками брахиопод, трубочками червей. Кроме горизонтальных перемещений водных масс известна и вертикальная циркуляция воды.

Движение воды усиливает газовый обмен, создает окислительную среду, в противном случае возникает восстановительная обстановка. В застойной среде у дна бассейна часто развивается сероводородное заражение; для таких условий характерно обогащение осадка органическим веществом (Историческая геология, 1985).

Характер грунта определяет облик донных животных (бентоса). Для обитания на рыхлом грунте вырабатываются особые приспособления (рис. 3.1.4, 3.1.5). Так, у морских лилий появляются образования, напоминающие корни; свободно лежащая широкая плоская или слабовыпуклая раковина моллюсков (например, *Pecten)* и брахиопод не погружается в грунт. Подобной цели служат иглы у некоторых морских ежей, широкий лимб у трилобитов, а также шипы, иглы, выросты на раковинах брахиопод, двустворок, гастропод. У зарывающихся полностью или частично брахиопод и двустворок изменяются форма раковины, ее скульптура и внутреннее строение (рис. 3.1.6 а); раковина становится длиннее *(Mya, Solen, Lingula).* В рыхлом грунте сохраняются следы жизнедеятельности илоядных форм (Историческая геология, 1985). Расселение (увеличение размеров области обитания) обеспечивается в основном личинками, а не грунтом.

На твердом грунте живут формы, прирастающие при помощи цемента. У морской лилии утолщается основание стебля, напоминающее усеченный конус (рис. 3.1.6 б). Многие двустворки и брахиоподы образуют тесные поселения, банки, нарастая друг на друга (рис. 3.1.7); раковины в таких скоплениях обычно неправильной формы. Прирастающими являются также домики некоторых низших ракообразных *(Balanus)* (см. рис. 3.1.5). Кораллы, археоциаты, строматопораты растут на твердом грунте. В твердый грунт всверливаются разнообразные камнеточцы. Некоторые формы обладают способностью присасываться к твердому грунту *(Patella),* другие подвешиваются при помощи биссуса *(Mytilus).*

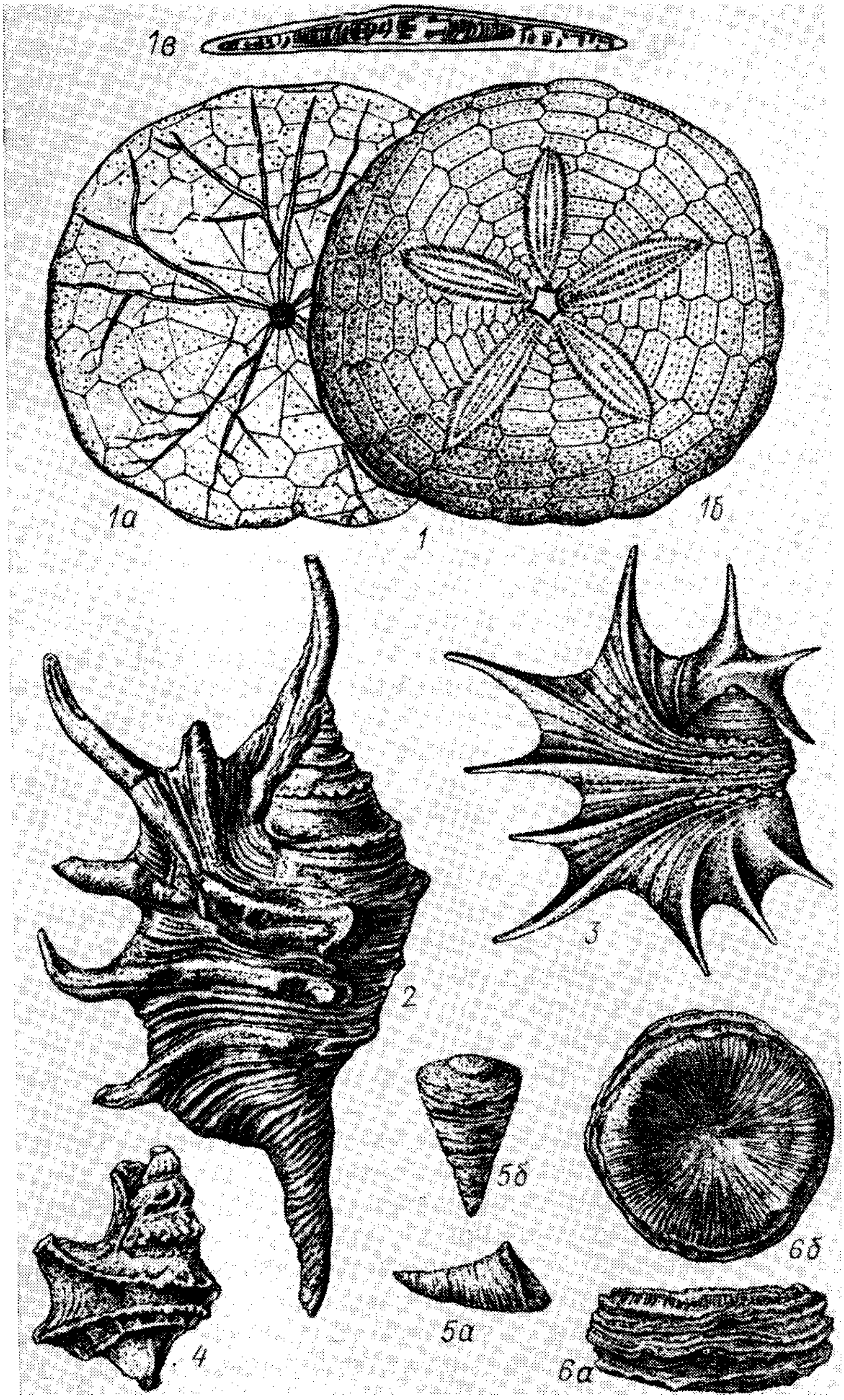


Рис. 3.1.4. Обитатели рыхлого грунта (Историческая геология, 1985). 1 — дисковидный морской еж обтекаемой формы (а — вид снизу, б — вид сверху, в — вид сбоку); 2—4 — раковины гастропод с выростами наружной губы, играющими

роль якоря; 5 — одиночный четырехлучевой коралл кальцеола, лежащий боковой стороной на дне (а — вид сбоку, б — вид сверху); 6 — одиночный шестилучевой коралл, лежащий на дне основанием (а— вид сбоку, б—вид сверху)

Биссус – это секрет биссуссовой железы, имеющийся в ноге у двустворчатых моллюсков, затвердевающий при выделении в прочные нити, которыми моллюск прикрепляется к субстрату. Обитание на определенном грунте отражается в твердых скелетных элементах, поэтому, изучая остатки бентосных форм, получают представление о характере грунта, на котором они жили (Историческая геология, 1985).

Определение условий обитания организмов начинают с определения характера захоронений сообщества ископаемых — *ориктоценозов* (Историческая геология, 1985). Можно проследить следующую цепочку: *биоценоз* (сообщество живых) – *танатоценоз* (сообщество мертвых) – *тафоценоз* (сообщество захороненных) – *ориктоценоз* (сообщество ископаемых). Органические остатки могут не подвергаться переносу (см. рис. 3.1.6 б, 3.1.7) или транспортироваться водными массами (рис. 3.1.8). Танатоценоз может не соответствовать биоценозу, а тем более – тафоценоз или ориктоценоз.

При выяснении типа захоронений изучается сохранность окаменелостей, их сортировка, ориентировка, а также комплекс органических остатков. Сохранность органических остатков нарушается в процессе переноса: скелетные элементы разъединяются, разрушаются, обламываются, окатываются, иногда превращаются в мелкие обломки. При переносе органические остатки сортируются по размеру и весу

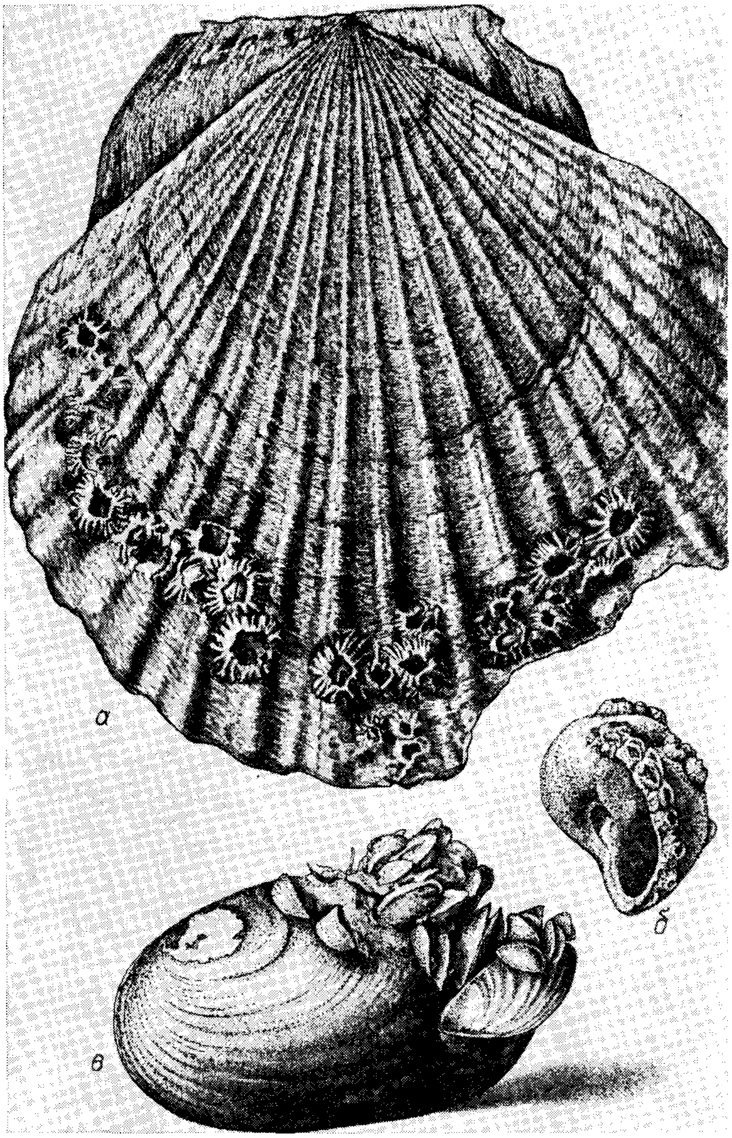


Рис. 3.1.5. Закономерное взаимное расположение домиков-ракообразных (балянусов) и двустворчатых моллюсков (дрейссен) (Историческая геология, 1985): а—створка пектена (свободно лежащей на рыхлом грунте формы двустворчатого моллюска) с раковинками балянусов; б—балянусы на краю наружной губы хищной гастроподы натики; в—группа дрейссен, прикрепившаяся к оставшейся не погруженной в грунт задней части пресноводного двустворчатого моллюска

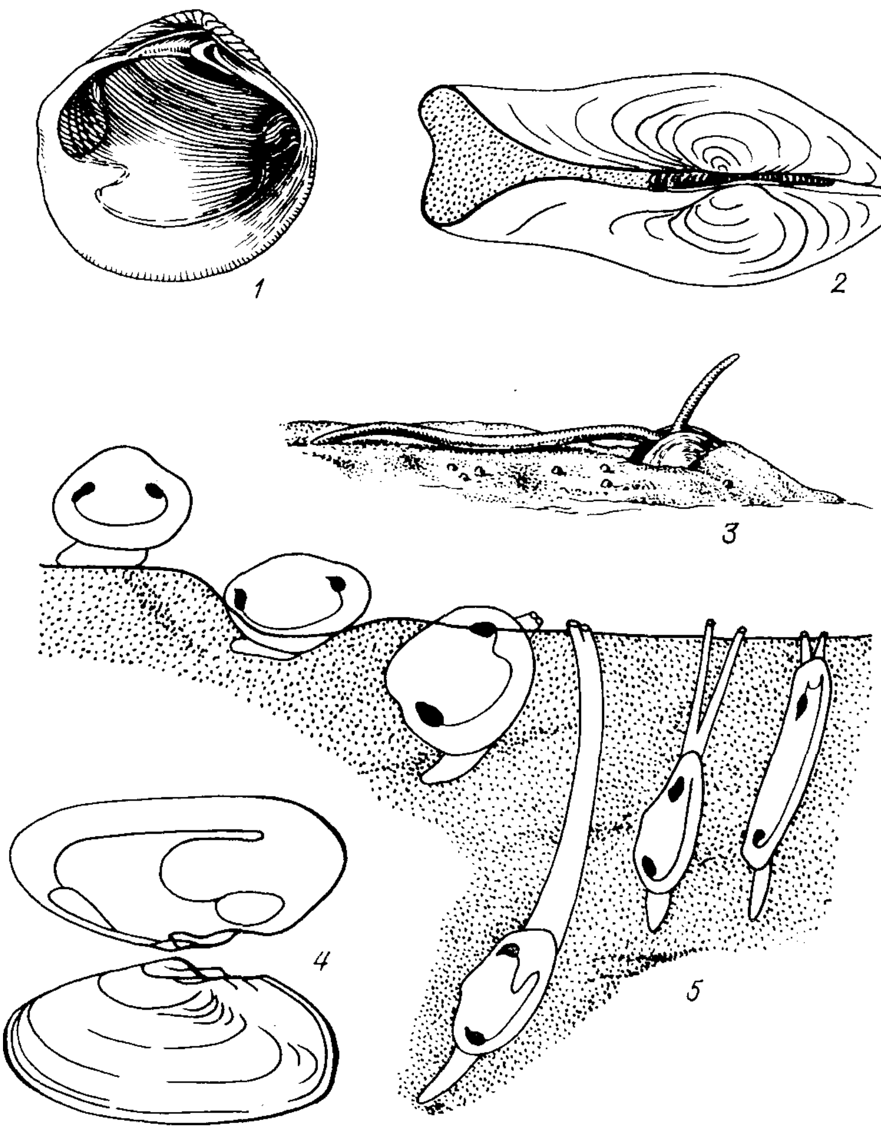


Рис. 3.1.6 а. Углубляющиеся и зарывающиеся двустворчатые моллюски (Историческая геология, 1985): 1—мало углубляющаяся (неглубокий мантийный синус внутри раковины); 2—4 — глубоко зарывающиеся: 2—с зиянием на заднем конце, откуда выступают не помещающиеся внутри раковины сифоны, 3—с выступающими из грунта сифонами (по вытянутому сифону поступают питательные вещества, анальный сифон направлен вверх), 4—с глубоким мантийным синусом; 5—зарывающиеся на разную глубину

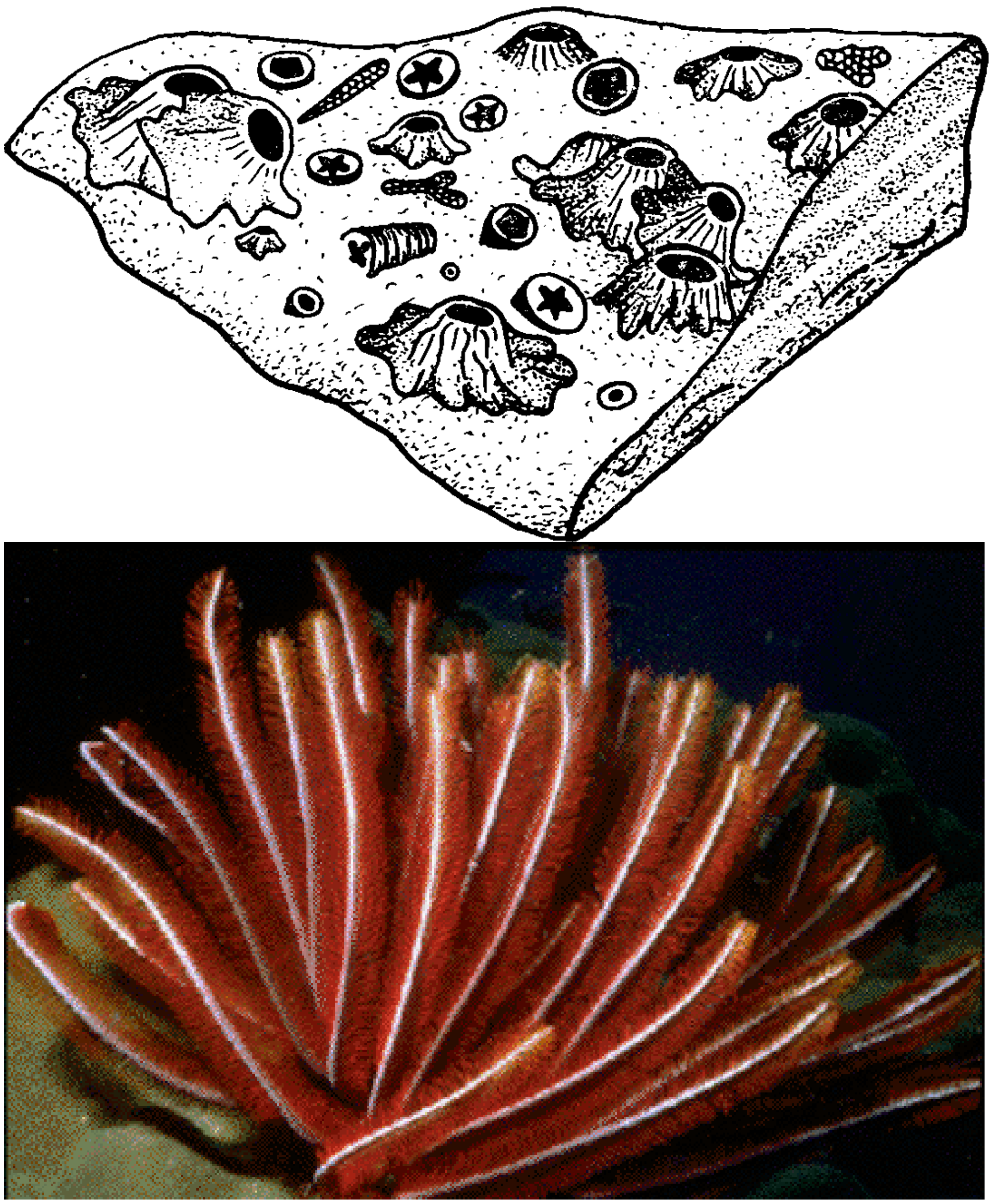


Рис. 3.1.6 б. Сверху – основания стеблей морских лилий, прикрепившихся к твердому субстрату. Поверхность напластования силурийского известняка. Сибирская платформа, р. Мойеро (Историческая геология, 1985). Снизу – современная морская лилия на дне моря

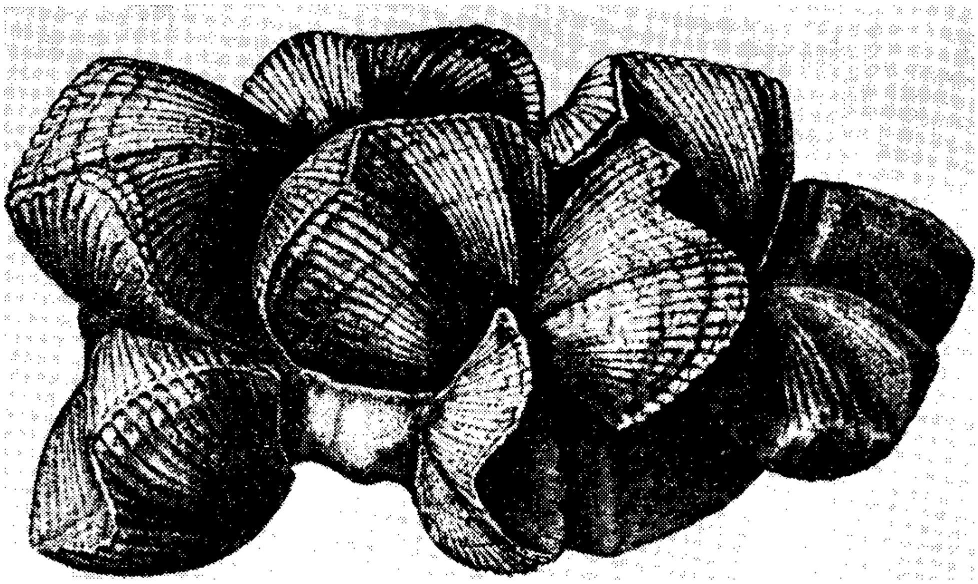


Рис. 3.1.7. Раковины брахиопод (спириферид), прикрепившихся к створке пелециподы, сохранившиеся в прижизненном положении (Историческая геология, 1985)

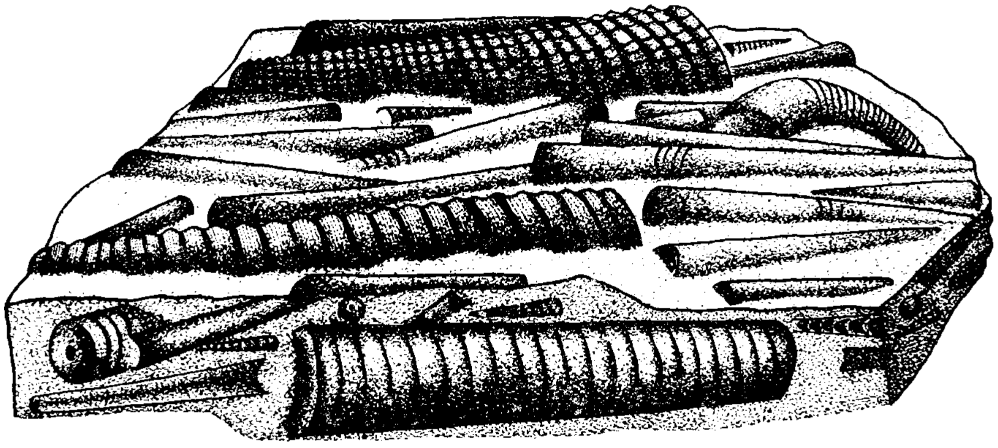


Рис. 3.1.8. Раковины головоногих моллюсков, ориентированных движением воды в прибрежной части моря. Базальные слои силура. Сибирская платформа, р. Мойеро (Историческая геология, 1985)

(массе). При отсутствии переноса остаются на месте крупные (взрослые) и мелкие (молодые) экземпляры. В результате переноса скелетные элементы принимают наиболее устойчивое положение: вытянуты параллельно движению, отдельные створки раковин ориентированы выпуклой створкой вверх и т. д. На танатоценоз указывает совместное захоронение остатков животных, обитавших в разных условиях (например, раковин камнеточцев вместе с остатками морской фауны рыхлого грунта или с наземными растениями). Наибольшую ценность для палеогеографического анализа представляют сообщества; по танатоценозам определяют обстановку захоронения. Определив характер захоронения, и зная условия жизни животных или растений, остатки которых содержатся в горной породе, можно сделать обоснованное предположение об условиях образования этой породы (Историческая геология, 1985).

3.2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ генетических типов отложений состоит в определении генезиса отложений по текстурным и структурным особенностям пород (Историческая геология, 1985).

Слоистые текстуры. Отложения бывают слоистые и массивные (неслоистые). Отсутствие слоистости говорит об осадкообразовании в постоянных условиях. Слоистость указывает на отложение в среде с менявшимся режимом осадконакопления. Выделяют два основных типа слоистости: параллельную и косую. Параллельная слоистость – это че-

редование слоев и слойков с параллельными друг другу поверхностями напластования. Она формируется при формировании осадка в спокойной водной среде. Параллельная слоистость может быть простой линейной и прерывистой, равномерной и неравномерной, ритмичной (рис. 3.2.1). При ритмичной слоистости наблюдается закономерное чередование нескольких слоев разного литологического состава

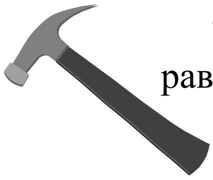


Рис. 3.2.1. Параллельная двухэлементная равномерно ритмичная слоистость в толще переслаивания светлых и темных фораминиферовых известняков среднего сеномана (белогорская свита) в промоине на южном склоне горы Сельбухры к югу от базы МГУ в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма (Украина)

и/или мощности. Если чередующиеся элементы не выдержаны по мощности, то толща называется неравномерно ритмичной (рис. 3.2.2). Одной из характеристик ритмичной слоистости является число элементов, образующих ритм (двухэлементная, трехэлементная и т.д. слоистость).

Рис.3.3.2. Параллельная двухэлементная неравномерно ритмичная слоистость в толще флишевого переслаивания аргиллитов и песчаников нижней юры (таврическая серия) в овраге Яман к северу от базы МГУ в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма (Украина)

Косая слоистость (рис. 3.2.3) характеризуется сериями слойков, расположенных косо по отношению к границам подошвы и кровли пластов. Она свидетельствует о накоплении

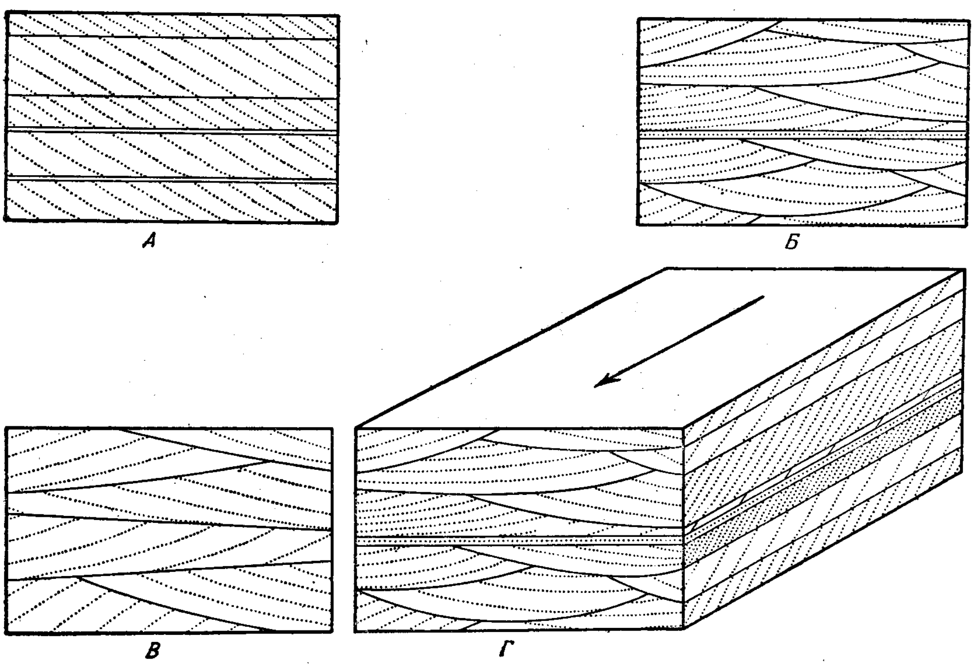


Рис. 3.2.3. Косая слоистость (Данбар, Роджерс, 1962). А – разрез, на котором видна косая слоистость таблитчатого типа; Б – разрез, на котором видна линзовидная косая слоистость; В – разрез, на котором видна клиновидная косая слоистость; Г – блок-диаграмма, на которой показаны обычные соотношения между таблитчатой и линзовидной косой слоистостью; стрелкой показано направление течения

осадка при движении воды и при ветре. Различают однонаправленную (рис. 3.2.3 а) и разнонаправленную (рис. 3.2.3 б, в) слоистость. Косая слоистость характерна для отложений, образовавшихся в руслах рек и временных потоков, в зоне подводных течений, в прибрежной части водных бассейнов, в наземных условиях. В разных сечениях одного и того же слоя будут видны разные типы косой слоистости (рис. 3.2.3 г).

Текстуры поверхностей напластования. Знаки на поверхности напластования могут быть неорганического происхождения (механоглифы) и органического происхождения (биоглифы). Последние изучает специальный раздел геологии—*палеоихнология.* Наиболее часто на поверхностях напластования встречаются перечисленные ниже формы (Историческая геология, 1985).

Знаки ряби указывают на обстановку осадконакопления. Симметричная рябь с одинаковыми углами наклона у сторон валиков характерна только для водной среды. Несимметричная рябь бывает водная и ветровая (эоловая). Водная рябь образуется в реках, зонах течений, в прибрежной зоне. Водную рябь (рис. 3.2.4) от ветровой отличают по индексу ряби (отношение ширины валика к его высоте). У водной ряби индекс колеблется от 5 до 10, у ветровой (рис. 3.2.5) — от 20 до 50 (Историческая геология, 1985).

Многоугольники высыхания (трещины высыхания) образуются в наземных условиях при сухом, жарком и реже умеренном климате (рис. 3.2.4).

Глиптоморфозы по кристаллам каменной соли указывают на сухой и жаркий климат, они характерны для пустынных образований (рис. 3.2.4).

Следы жизнедеятельности различных организмов (ползающих, зарывающихся), следы птиц указывают на ту среду, в которой живет хозяин следов (рис. 3.3.4). Наблюдаются также *следы струй, течения, отекания; отпечатки капель дождя, града.*

Пример: следы струй, капель дождя, града, следы четвероногих и птиц указывают на их наземное происхождение

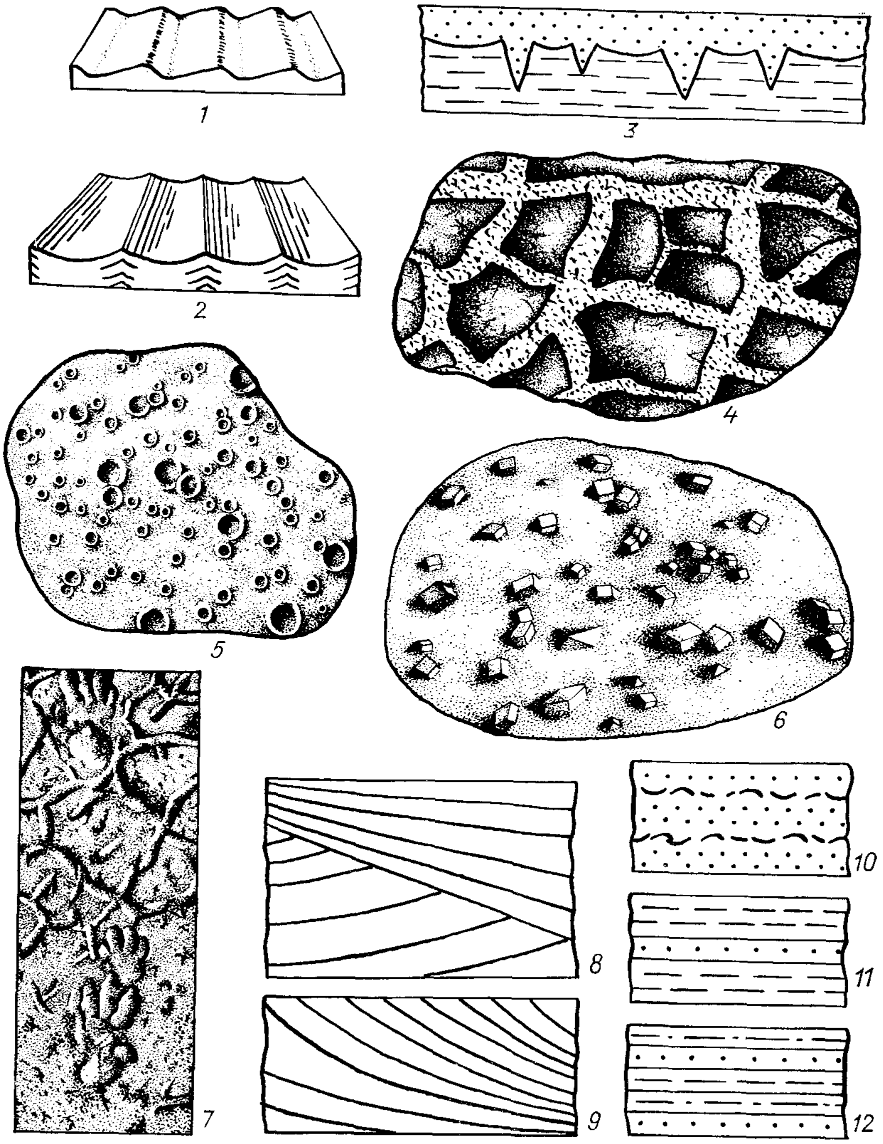
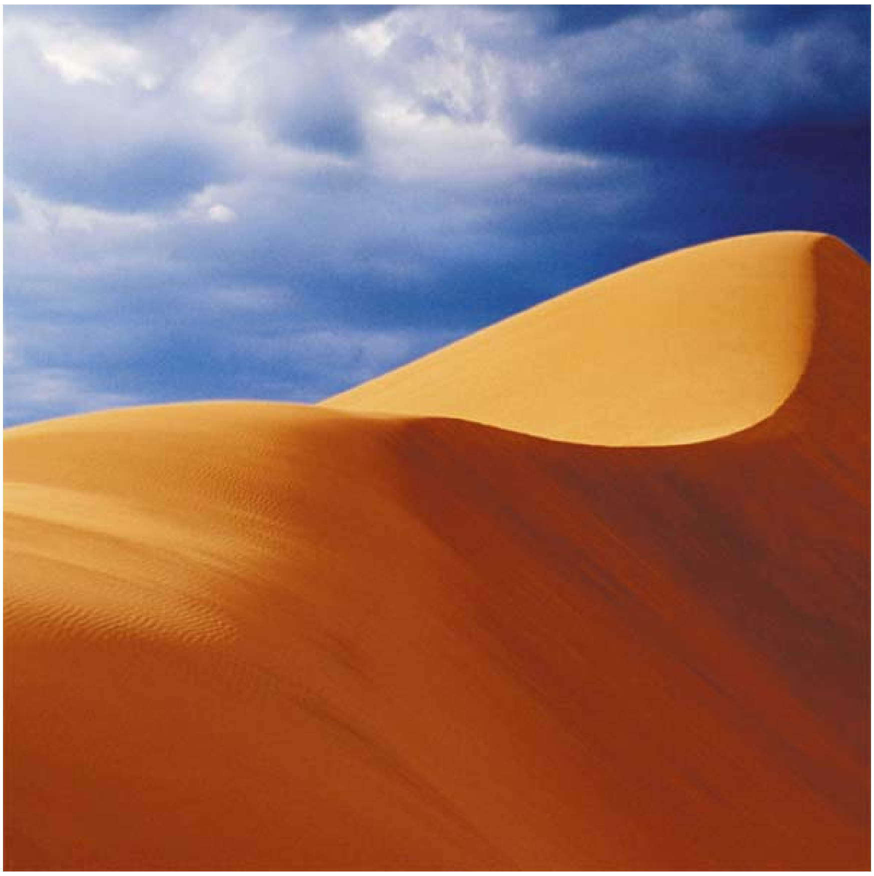
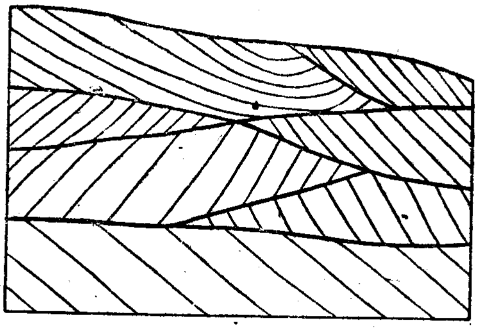


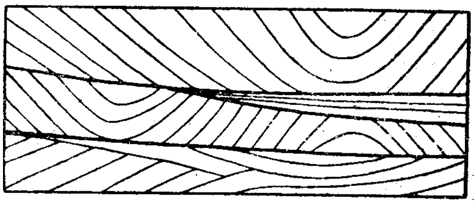
Рис. 3.2.4. Текстурные особенности пород (Историческая геология, 1985). Условные обозначения: 1, 2— знаки ряби (1 — несимметричные, 2 — симметричные); 3, 4 — многоугольники (трещины) высыхания (3 — схема образования, поперечный профиль, 4—вид сверху); 5 — отпечатки капель дождя; 6 — глиптоморфозы но каменной соли (галиту); 7— отпечатки следов четвероногого пресмыкающегося и трещин высыхания на нижней поверхности напластования песчаников (триас, Германская впадина); 8—12 — типы слоистости: 8, 9 — косая (8—разнонаправленная, 9—однонаправленная), 10—12—параллельная (10—прерывистая, 11—неравномерная, 12—равномерная)



А



Б



В.

Рис. 3.2.5. А – несимметричная ветровая рябь – дюны в пустыне; Б - эоловый тип косой слоистости (Наливкин, 1933); В – тоже, но мигрирующей дюны (Наливкин, 1933)

(суша). Следы ползания и зарывания иглокожих, ракообразных, моллюсков и др. – на формирование осадка в водной среде.

Нерасшифрованные знаки называют *гиероглифами.*

Структурные особенности пород. Рассмотрим их на примере анализа структур обломочных пород, при котором исследуют как обломочный материал, так и цементирующую массу (Историческая геология, 1985).

Размер обломочного материала позволяет судить о рельефе и удаленности области питания. Как правило, наиболее крупные обломки располагаются ближе к источнику сноса. Так, грубо- и крупнообломочный материал отлагается непосредственно у подножия горной страны; с удалением от него размеры обломочных частиц уменьшаются. По крупности обломочных частиц судят о скорости движения воды в месте образования осадка. Так, при скорости течения 10 км/ч (Гольфстрим у берегов Флориды) дно бывает выметено, а при 4—6 км/ч на дно выпадают гальки величиной с грецкий орех. Пески отлагаются при скорости течения 0,26—0,34 м/с, а алевриты — не более 0,26 м/с (Историческая геология, 1985).

Состав обломочного материала галечников, конгломератов, песков, песчаников позволяет выяснить длительность и характер переноса, установить источник сноса. В процессе переноса наиболее неустойчивые, мягкие, легко растворяющиеся минералы и горные породы разрушаются. Наличие в изучаемой породе только устойчивых минералов свидетельствует либо о длительном переносе обломочного материала, либо о долгом выветривании пород перед сносом,

либо о переотложении ранее образовавшихся толщ. Изучая распределение обломочного материала по площади, можно обнаружить источник питания. Для получения достаточно объективного представления о составе обломочного материала обычно берут 100 галек (Историческая геология, 1985).

Состав горных пород позволяет судить о среде и климате, в которых происходило осадконакопление (рис. 3.2.6).

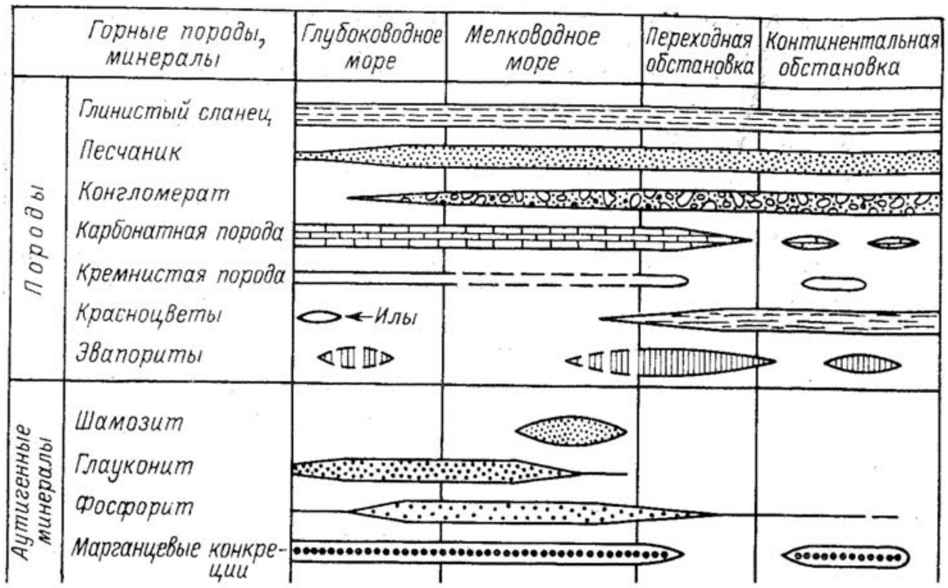


Рис. 3.2.6. Распределение горных пород и некоторых аутигенных минералов по основным обстановкам осадконакопления (Историческая геология, 1985). Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке

Так, присутствие в породах глауконита свидетельствует об отложении осадка в море. Соли и гипс указывают на жаркий сухой климат. Минеральный состав глин также помогает сделать заключение о климате. Глины, образовавшиеся во влажном тропическом климате при обилии расти-

тельности и гумусовых кислот, содержат галлуазит и каолинит; глины аридного климата (сухого типа климата с высокими температурами воздуха и малым количеством атмосферных осадков) — монтмориллонит, гидрослюды. Мощные карбонатные толщи формируются, как правило, в тепловодных бассейнах (Историческая геология, 1985).

Хорошая *сортировка* обломочного материала говорит о длительном переносе обломков, а плохая – о небольшом переносе. При изучении сортировки учитывают состав обломочного материала, так как породы и минералы имеют разную плотность, в разной степени подвержены разрушению. Отсутствие сортировки характерно для морен, осыпей, глубоководных брекчий, обвальных и селевых отложений (Историческая геология, 1985).

Форма обломков определяется составом разрушающейся породы, ее трещиноватостью, сланцеватостью, слоистостью. Например, при разрушении тонкослоистых, листоватых сланцев не получаются изометричные обломки. Округлая форма галек характерна в общем случае для речных отложений. В морских отложениях преобладают уплощенные гальки, в пустынных встречаются эоловые многогранники. Утюгообразные валуны характерны для ледниковых отложений.

Степень окатанности обломков зависит от следующих факторов: 1) от состава пород (обломки мягких пород окатываются быстрее и лучше, чем твердых; слюда при переносе крошится, расщепляется на мельчайшие чешуйки, но не окатывается); 2) от первоначальной формы обломков; 3) от скорости и длительности переноса. По наиболее простой

шкале устанавливаются пять категорий окатанности обломков: неокатанные, угловатые, полуугловатые, полуокатанные, скатанные. Наилучшая окатанность наблюдается у морских галечников, образовавшихся в результате перемыва принесенного в море реками материала. Плохо скатанный материал характерен для отложений конусов выноса временных потоков, верховьев рек и для делювия. Происхождение песков определяют по содержанию в них зерен разной окатанности. У речных песков преобладают полуугловатые и полуокатанные зерна, у прибрежно-морских — полуокатанные и скатанные, у дюнных — скатанные (Историческая геология, 1985).

Характер поверхности обломков определяется их составом и средой, в которую они попали. Ямчатая, бугорчатая, шероховатая поверхность обломков часто объясняется полиминеральностью их состава. Для обломков, попавших в подвижную водную среду, характерна гладкая поверхность; наиболее хорошо отполирована морская галька. В ледниковых отложениях на поверхности валунов и обломков могут быть борозды, шрамы, царапины. Обломки пород в пустынных отложениях покрыты «загаром пустыни», иногда они имеют шагреневую поверхность, трещиноватость.

Расположение обломочного материала позволяет установить направление движения воды, его характер. Так, в русле реки удлиненные гальки разворачиваются по течению. В зоне прибоя удлиненные обломки располагаются почти параллельно береговой линии. В русловых отложениях нередко наблюдается черепитчатое наложение галек. О направлении движения воды в потоках можно судить также по

косам (низким и узким намывным полоскам суши, причлененным одним концом к берегу, а другим выступающим в сторону моря (озера, реки)), находящимся за крупными валунами и обломками.

Характеристика цементирующей массы (состав, количество, соотношение с обломочным материалом) — необходимый элемент анализа структуры обломочных пород. Например, карбонатный цемент характерен для неподвижных галечников водных бассейнов. Конгломераты, образовавшиеся из подвижных галечников, содержат мало цемента, в них резко преобладает обломочный материал. Концентрация крупнообломочного материала на отдельных участках указывает на расположение основного русла (Историческая геология, 1985).

Окраска пород может служить индикатором среды осадкообразования. Так, зеленый цвет отложений иногда объясняется присутствием глауконита—минерала от светло-зеленого до черно-зеленого цвета, образующегося в морских условиях. Черный и темно-серый цвет часто наблюдается у отложений, сформировавшихся в восстановительных условиях. Ископаемые песчаные и песчано-глинистые отложения пустынь нередко бывают красноцветные (красные, бурые, коричневые).

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ В МОРЯХ БАССЕЙНАХ НЕНОРМАЛЬНОЙ СОЛЕНОСТИ И НА КОНТИНЕНТАХ

3.3. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ В МОРСКИХ И ОКЕАНСКИХ БАССЕЙНАХ

Морские осадки зависят от глубины бассейна, поэтому они распределяются по батиметрическим областям. Для современных морей и океанов вычислена батиграфическая кривая и выяснены закономерности распределения глубин в Мировом океане. Наибольшую площадь (76,3 %) занимают глубины свыше 3000 м; 16,5 % лежит на глубине от 200 до 3000 м; только 7,2 % приходится на глубины до 200 м (Историческая геология, 1985).

Определение. Выделяют следующие батиметрические области: *литоральную* (прибрежную глубиной несколько метров); *неритовую*—до глубины 200 м; *батиальную*—от 200 до 3000 м; *абиссальную*—свыше 3000 м. Абиссальная область располагается над ложем океана, а остальные области — над подводной окраиной материка, состоящей из шельфа и материкового склона (рис 3.3.1).

ШЕЛЬФ

Шельф — относительно мелководная, примыкающая к суше часть дна. Одной границей шельфа служит береговая линия, а другой — перегиб в рельефе дна к более крутому материковому склону. Перегиб может быть на разной глубине, условно за нижнюю границу шельфа принята изобата 200 м. Ширина современных шельфов колеблется в значитель-

ных пределах. Так, северный шельф Евразии простирается на многие сотни километров, а тихоокеанский шельф Южной Америки – всего на несколько километров. Средний угол наклона поверхности современных шельфов 7°. на нем прослеживаются затопленные речные долины и другие реликты наземного рельефа (например, шельф Северного Ледовитого океана) (Историческая геология, 1985).

Для литоральной и неритовой областей характерны небольшие давления, движение воды, проникновение солнечного света. Температура воды зависит от широты, на которой находится бассейн, и от времени года. Активное перемешивание водной толщи при волнении может распространяться до глубины 50—70 м; это приводит к обогащению воды кислородом, поэтому в верхней части неритовой области возникает окислительная среда. Все это благоприятствует обитанию здесь разнообразных растений и животных (рис. 3.3.2).

Отложения шельфа представлены обломочными, органогенными, хемогенными и вулканогенными образованиями.

Обломочные осадки шельфа сложены грубообломочным (глыбы, валуны, щебень, гальки, гравий), песчаным и пелитовым материалом. На шельфе перемещается, перерабатывается и отлагается огромное количество обломочного материала. Большая часть шельфа покрыта рыхлыми образованиями. Распределение обломочного материала по размерам обломков и по зернистости зависит от многих причин: рельефа и строения прилегающей суши и морского берега, характера береговой линии, рельефа морского дна, направления господствующих ветров, действия течений, штормов

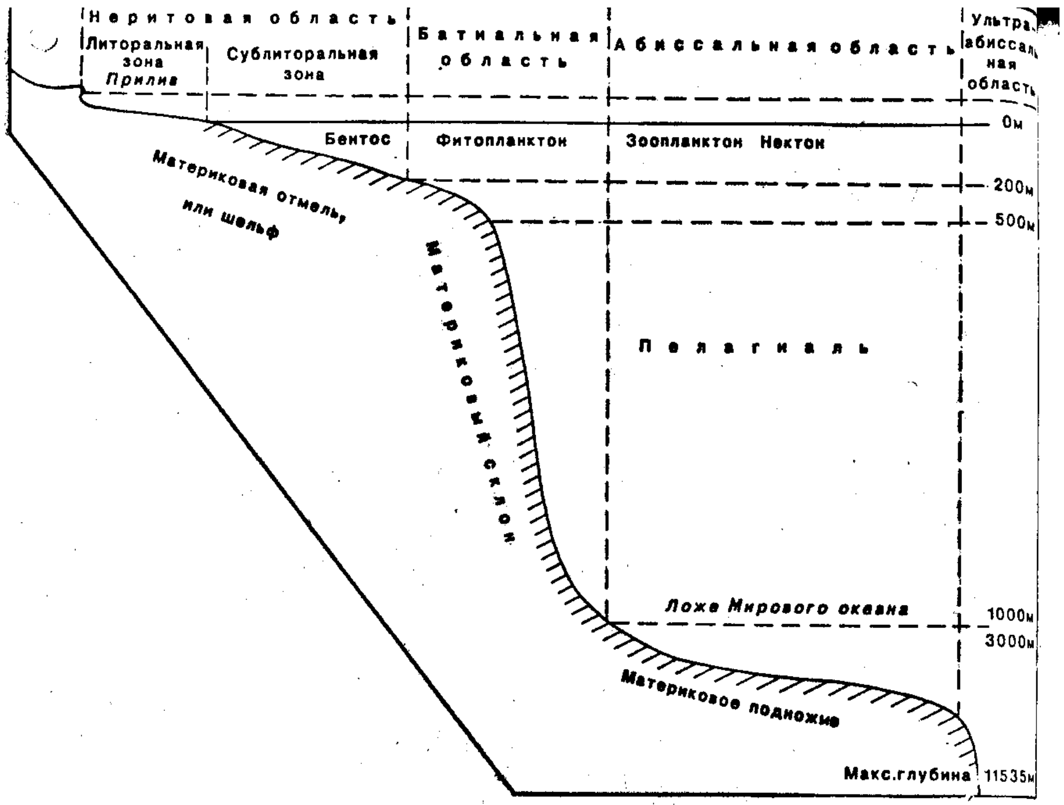


Рис. 3.3.1. Морфологические элементы рельефа морского дна (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997)

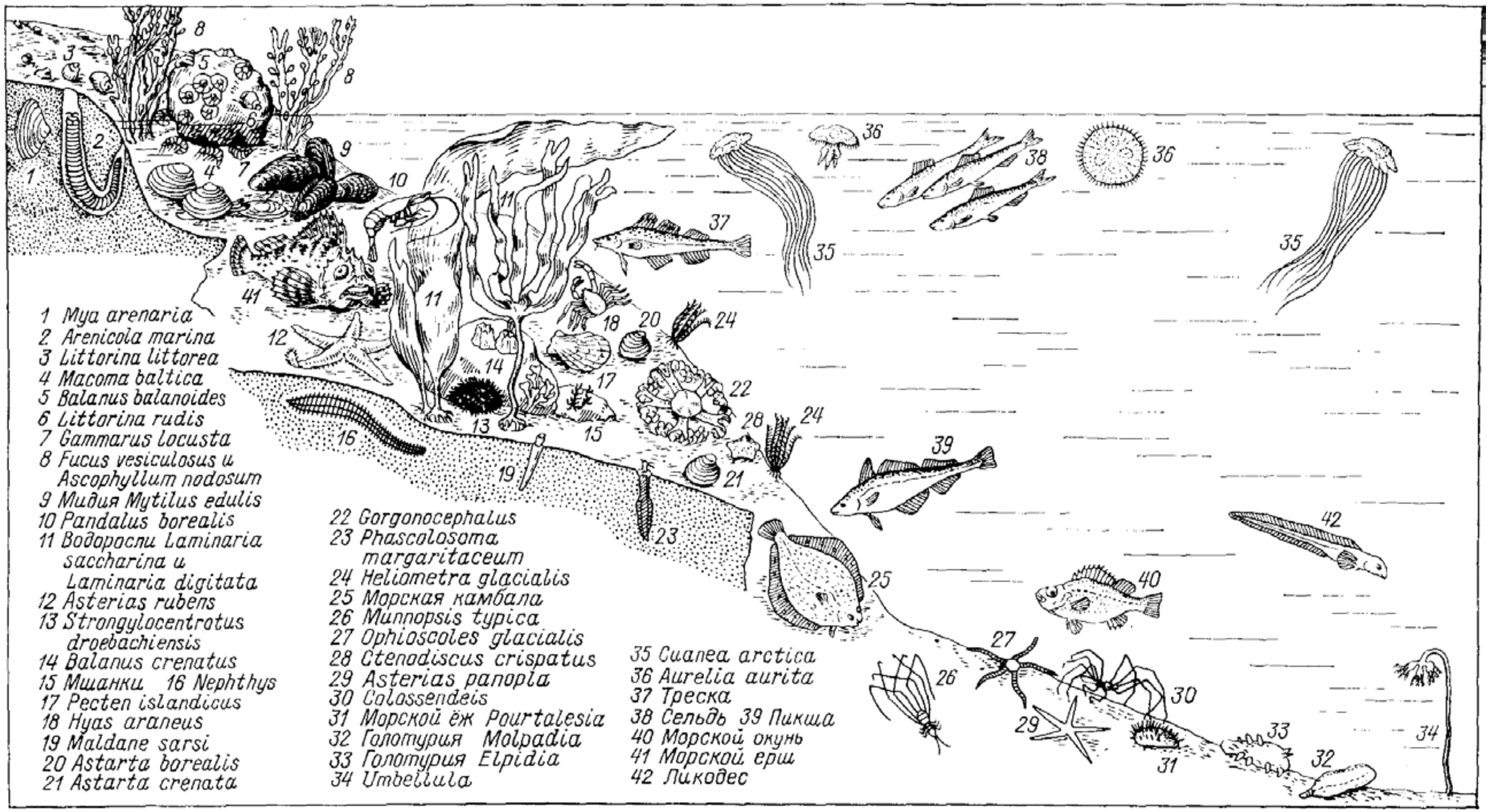


Рис. 3.3.2. Зональное распределение фауны Баренцева моря (Историческая геология, 1985). Видно заметное уменьшение видового разнообразия и числа живых существ с увеличением глубины

(темпеститы) и т. п. Поэтому только в 50% случаев установлено закономерное уменьшение размера зерен по мере удаления от берега. Глины могут отлагаться и у самого берега, а галечники — за полосой песка вдали от берега. Вместе с тем установлено, что в мелководной части шельфа (до глубины 50—70 м), где волнение распространяется почти до дна, преобладают пески и алевриты. В более глубокой части шельфа обстановка сравнительно спокойная, сюда значительная часть обломочного материала поступает из взвеси, переносимой в верхней толще воды. Здесь накапливаются тонкозернистые осадки, преобладают глины, иногда наблюдается градационная слоистость (Историческая геология, 1985).

Органогенные отложения подразделяются на карбонатные и кремнистые. Обычно органогенными называют отложения, состоящие более чем на треть из органических остатков. Кремнистые осадки — это радиоляриевые и диатомовые илы. Карбонатные породы более многочисленны и разнообразны. Одни из них являются результатом жизнедеятельности бактерий или водорослей (строматолитовые и онколитовые известняки). Другие состоят из известкового скелета или его фрагментов. К таким образованиям древних морей относят фораминиферовые (рис. 3.3.3—3.3.5), археоциатовые, строматопоратовые, коралловые, криноидные известняки и мергели и брахиоподовые, пелециподовые, гастроподовые ракушечники (Историческая геология, 1985).

Хемогенные отложения включают карбонатные, кремнистые, железистые, марганцевые породы, а также глауконит и фосфориты. К хемогенным карбонатным отложениям относятся оолитовые известняки, характерные для

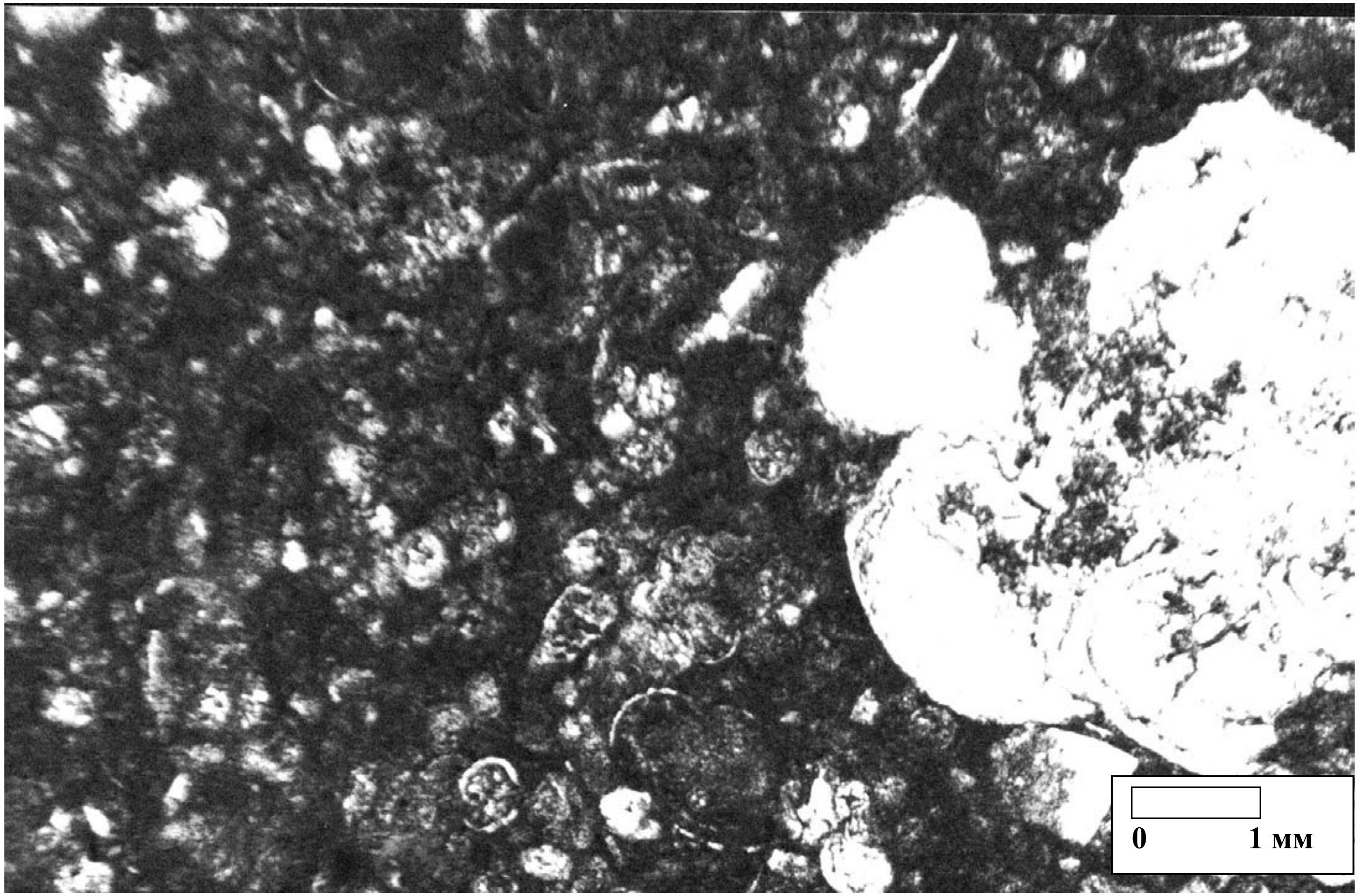


Рис. 3.3.3. Шлиф пелитоморфного фораминиферового мергеля нижнего кампана (кудринская свита) из разреза юго-западного склона горы Кизил-Чигир (район практики). Без анализатора. Увеличение 10 крат. Видны раковины разных родов фораминифер различного размера в глинисто-карбонатной основной массе (матриксе)

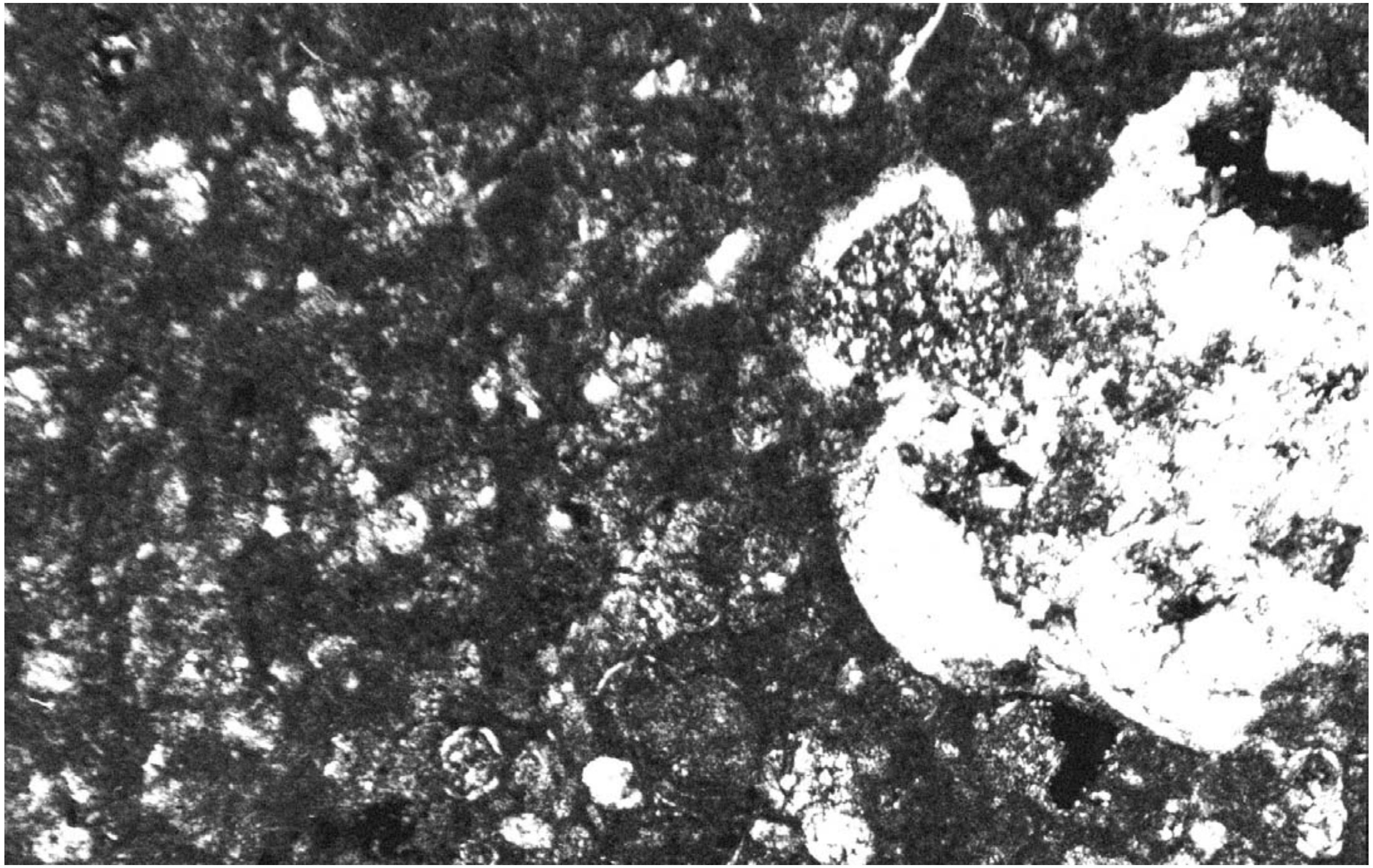
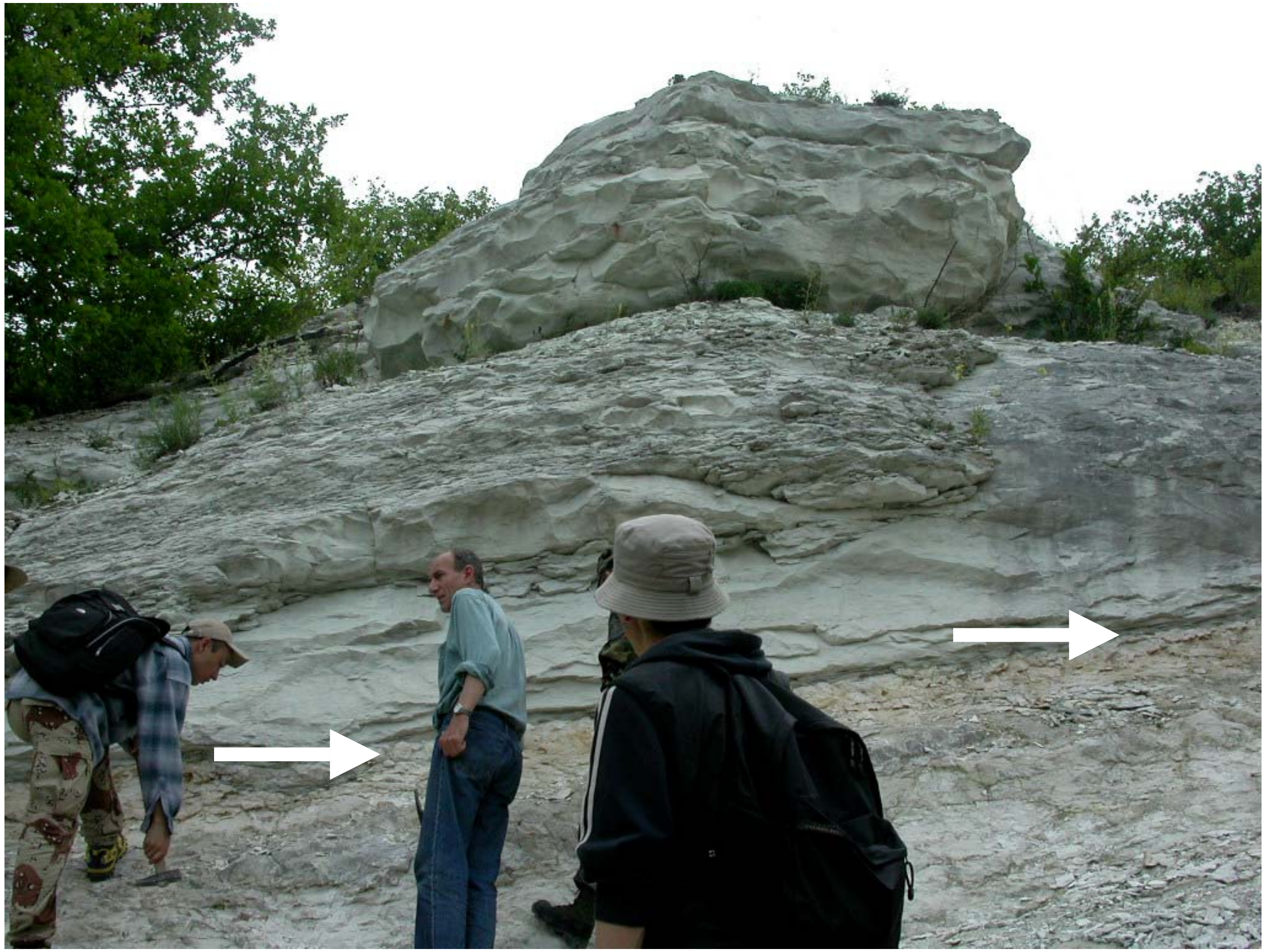


Рис. 3.3.4. То же самое, с анализатором.



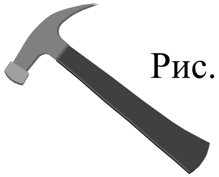


Рис. 3.3.5. Разрез верхнемеловых отложений юго-западного склона горы Кизил-Чигир (район практики): фораминиферовые известняки верхнего турона—коньяка по несогласной стратиграфической границе с «хард-граундом» (отмечен стрелкой) перекрываются фораминиферовыми мергелями нижнего кампана

мелководья теплых морей. Кремнезем приносится в море реками, а также поступает в воду во время вулканических извержений, поэтому кремнистые отложения очень часто ассоциируют с вулканическими образованиями. К железистым отложениям мелководья относятся оолитовые железняки (например, керченские железные руды). Глауконит—минерал зеленого цвета, образующийся в окислительной среде одновременно с обломочными или карбонатными отложениями. Глубины 50—150 м и окислительная среда наиболее благоприятны для отложения соединений фосфора, имеющих преимущественно морское происхождение. Глауконит и желваковые фосфориты нередко встречаются в зоне подводных течений (Историческая геология, 1985).

Вулканогенные образования шельфа представлены подводными эффузивами, туфами, туфопесчаниками (рис. 3.3.6), которые также свойственны и более глубоководным отложениям.

Отложения шельфа преимущественно параллельно-слоистые, в зонах движения воды — косослоистые. Встречаются знаки симметричной и несимметричной ряби, знаки размывов, разнообразные биоглифы (Историческая геология, 1985). Ритмично построенные толщи осадков называют *периодитами*.

МАТЕРИКОВЫЙ СКЛОН

Материковый склон сменяет шельф в сторону океана, опускаясь на значительную глубину. Средний уклон его 3—5°, но известны и более крутые склоны (до 10 и даже 30°). Поверхность материкового склона обладает различным рельефом. Наблюдаются склоны пологие, с небольшим уклоном и ровной поверхностью; пологие, осложненные

Рис. 3.3.6. Глубоководно-морская вулканогенно-осадочная толща верхней части верхнего байоса (верхнебодракская подсвита), представленная переслаиванием туфопесчаников, туфоаргиллитов, туффитов, туфов, лавобрекчий на левом берегу реки Бодрак в «Байосском цирке» (Крым)

холмами и впадинами; крутые (до 20—30°), рассеченные подводными каньонами; крутые ступенчатые с подводными каньонами и долинами (Историческая геология, 1985).

На материковых склонах идут активные геологические процессы. Из-за крутизны склонов и сейсмичности осадки находятся в неустойчивом состоянии, часто возникают оползни, мутьевые (суспензионные) потоки – флиш (рис. 3.3.2), скатывающиеся к подножию склона. Такие отложения называют *турбидитами*. В пределах материкового склона накапливаются преимущественно алевритовые и глинистые илы, реже пески и биогенные илы (диатомово-радиоляриевые, диатомовые, фораминиферовые). В осадках часто присутствует глауконит (Историческая геология, 1985).

Батиальная область по своим особенностям близка к абиссальной: высокое давление, низкая температура, отсутствие света. Органический мир беден по сравнению с неритовой областью. Это—глубоководный нектон, ило- и трупоядные животные. Здесь обитают единичные губки, иглокожие.

На континентальном подножии располагается второй глобальный уровень лавинной седиментации, связанный с накоплением мощных толщ турбидитов в подводных конусах выноса (фэнах), а также контуритов. Здесь происходит сгруживание подводно-оползневых образований.

АБИССАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ. ЛОЖЕ ОКЕАНА

Ложе океана характеризуется значительными глубинами, а следовательно, высоким давлением, низкой постоянной температурой, вечным мраком. Высокое давление влияет на газовый режим и на химический состав воды. Так, глубже определенной границы (4500—5000 м) карбонаты находятся только в растворе. Условия обитания для живых существ в абиссали весьма неблагоприятны.

Строение абиссальных областей сложное. Огромные площади занимают *абиссальные котловины* с плоским или холмистым (превышения 200—300 м) рельефом. Котловины разделяются срединно-океаническими и подводными хребтами. *Срединно-океанические хребты* имеют ширину 300—2000 км, а высота их гребней достигает 3,5—4 км, некоторые вершины даже выступают над уровнем моря в виде островов. Рельеф срединных хребтов резко расчлененный с рифтовыми долинами и поднятиями. *Подводные хребты* имеют преимущественно вулканогенное происхождение, так же как и многие *гайоты* (плосковершинные горы) на дне Тихого океана. Некоторые гайоты — это опустившиеся вместе с океаническим дном коралловые постройки. По окраинам абиссальных котловин на границе с островными дугами располагаются *глубоководные желоба*—длинные (до 5500 км), узкие (5—18 км) и глубокие (8—10 км) прогибы с крутыми склонами и плоским дном.

Большую часть ложа океана не глубже 4500 м покрывают карбонатные илы; за ними по своему значению следуют так называемые красные глубоководные глины, кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) и терригенные илы.

Карбонатные илы широко распространены в средних и низких широтах. Они состоят из микроскопических раковинок планктонных фораминифер и скорлупок известьвыделяющих водорослей (фитопланктон). Красная глубоководная глина имеет коричневый цвет и состоит из частиц глинистых минералов размером менее 0,005 мм. С красной глиной обычно связаны железомарганцевые конкреции, которые местами покрывают 70—90% поверхности дна. Красная глубоководная глина образовалась в основном за счет осаждения приносимой с материков вулканической пыли и из атмосферы космической пыли, и скорость ее накопления ничтожная (около 1 мм в 1000 лет). В глубоководных впадинах и рифтовых долинах отлагаются тонкие терригенные илы с примесью биогенного, а иногда и более крупного обломочного материала, поступающего при обвалах, мутьевых потоках и других процессах (Историческая геология, 1985). Встречаются ритмично построенные толщи медленно накапливающихся пелагических осадков – *периодиты*.

На некоторых участках океанического дна глубоководные осадки обогащены железом (до 14%), марганцем (до 6%), а также медью, никелем, кобальтом, цинком, что связывают с действием гидротерм (горячих источников). Для рифтовых зон абиссальной области характерно излияние базальтовых лав.

Бурение, проведенное с корабля «Гломар Челленджер», показало, что на дне современных океанов распространены кайнозойские, меловые и местами юрские осадки.

В пределах каждой батиметрической области моря существуют свои парагенетические комплексы фаций: например, фации краевых морей, береговой зоны шельфа, прибрежного мелководья, глубокой части шельфа, верхней час-

ти материкового склона, подводных каньонов, подножия материкового склона, коралловых и вулканических островов, различных типов абиссальных равнин, подводных хребтов, глубоководных желобов. Каждый комплекс состоит из нескольких групп фаций. Так, в комплексе фаций береговой зоны шельфа выделяются фации берегов с интенсивной (или ослабленной) динамикой и берегов, защищенных от волн. Первая группа может состоять из фаций скал, камней, валунно-галечниковых и галечниковых пляжей (Историческая геология, 1985).

ПРИМЕРЫ ФАЦИЙ ШЕЛЬФА

Поскольку древние морские отложения современных континентов представлены преимущественно образованиями неглубоких бассейнов типа шельфовых морей, приведем примеры соответствующих фаций (Историческая геология, 1985).

Береговые фации. Скалистый крутой берег, обрывающийся в воду, подвергается сильным ударам волн, поэтому для него характерны процессы разрушения. Только немногие прирастающие и всверливающиеся эвригалинные организмы могут выжить в таких условиях. Источенные камнеточцами скалы и прибрежные камни с приросшими домиками низших ракообразных—балянусов позволяют установить древнюю береговую линию. Пляж сложен рыхлыми обломочными отложениями и полого уходит под воду. Волна, набегая на такой берег, постепенно теряет свою силу и, оставляя часть принесенного материала, формирует *береговые валы.* Для них характерны отсутствие сортировки обломочного материала, беспорядочное расположение обломков, разная сохранность органических остатков. Ископаемые береговые

валы помогают определить положение береговой зоны древних морей (Историческая геология, 1985).

Прибрежные фации. В прибрежном мелководье у пляжа располагаются зоны подвижных и неподвижных песков и галечников. В первой зоне обломки и зерна непрерывно перемещаются. При этом совершенствуется их окатанность, полируется поверхность, вырабатывается уплощенная форма. Попавшие сюда органические остатки разрушаются, измельчаются. Далее от берега располагается зона накопления обломочного материала, образуются массовые скопления ракуши; время от времени осадки здесь перемываются. Еще дальше от берега создаются благоприятные условия для обитания бентосных животных и водных растений. В отложениях этой зоны можно найти окаменелости в прижизненном положении (Историческая геология, 1985).

Рассмотрим в качестве примера ископаемые отложения прибрежного мелководья в разрезе алайского яруса палеогена Ферганы (рис. 3.3.7). В его основании залегает песок 1, сменяющийся алевролитом 2 с норами ракообразных, заполненными грубым песком.

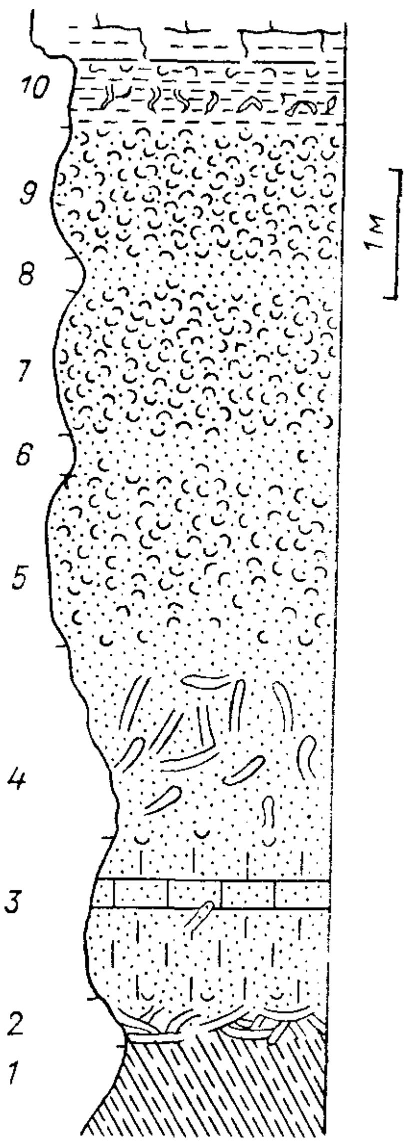


Рис. 3.3.7. Разрез палеогеновых отложений Ферганы (Таджикистан) (Историческая геология, 1985)

Вышележащие слои 3, 4 известковистых песчаников также содержат заполненные норы ракообразных. В верхней части разреза чередуются ракушечники (5, 7, 9) и алевролиты (6, 8, 10). Ракушечники представляют собой устричные накаты из разрозненных створок устриц, образованные в мелкой сильно подвижной воде прибрежной полосы моря на небольших отмелях (Историческая геология, 1985).

Участки морского дна с подводным течением характеризуются либо отсутствием осадков, либо накоплением более грубого материала, часто сокращенной мощности. На твердом морском дне в зоне движения воды поселяются прикрепленные формы. Такие участки морского дна найдены в ископаемом виде (рис. 3.3.8).

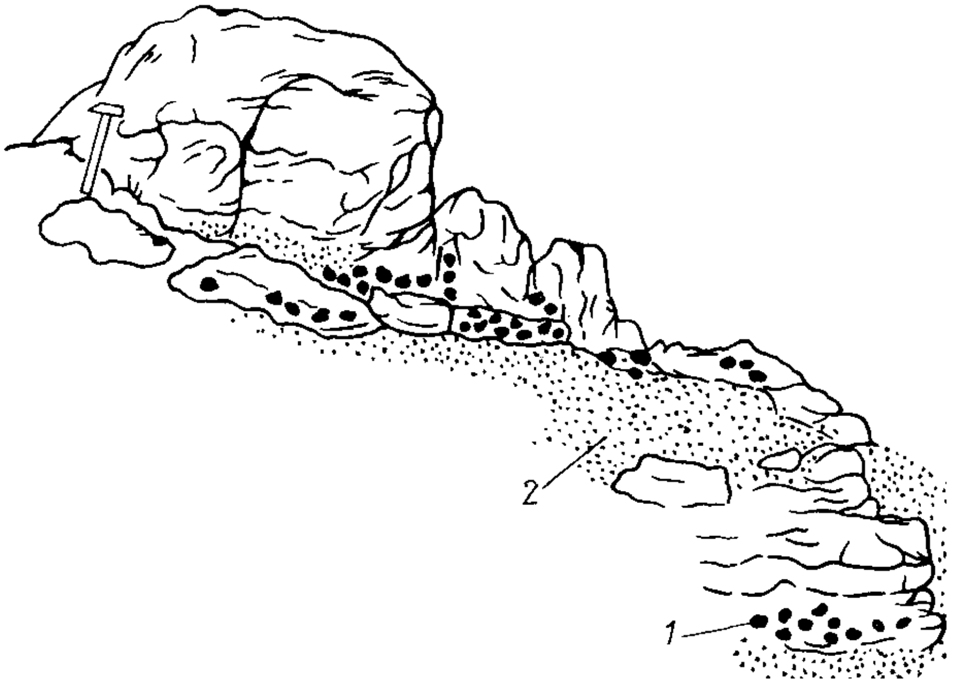


Рис. 3.3.8. Выходы гранита с приросшими устрицами (Историческая геология, 1985). 1—устрицы; 2—ракушечник (альб)

В качестве примера среди геологических объектов полигона практики МГУ в Крыму можно привести также банку верхнеальбского возраста с брахиоподами и устрицами (высокобугорская свита) на теле интрузивного массива микродиоритов в заброшенном карьере на южном склоне горы Кременной. Ее принципиальное строение схоже с рис. 3.3.8.

Особую роль играют на морском дне *органогенные постройки.* Рифообразователями в прошлом были известьвыделяющие водоросли, археоциаты, губки, кораллы, мшанки. Тело рифа, его поверхность, углубления и полости используются для обитания множеством организмов, поэтому биоценозы современных и ископаемых рифов очень сложные. Погребенные рифы часто являются ловушками нефти и газа. Различают несколько типов рифов: барьерные (рис. 3.3.9), атоллы (рис. 3.3.10), поднятые рифы (рис. 3.3.11) и береговые, которые протягиваются вдоль береговой линии. Барьерные рифы и атоллы могут образовывать полуизолированный бассейн с ненормальной соленостью – лагуну.

Различают два типа органогенных построек (рифов): биостромы и биогермы. *Биостром*— органогенная постройка из нарастающих друг на друге рифостроителей (рис. 3.3.12), не достигающая уровня воды, неправильной караваеобразной формы.

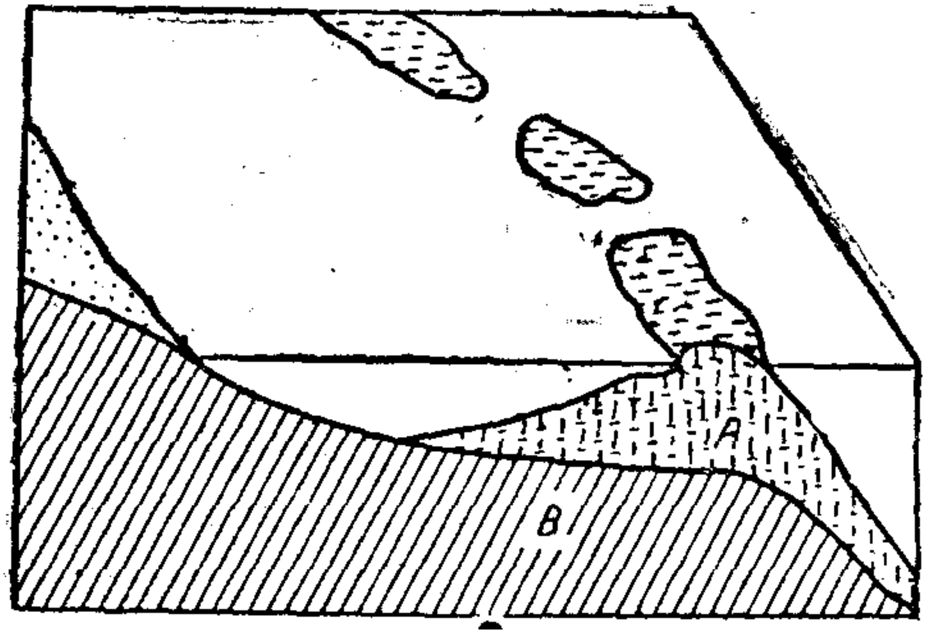


Рис. 3.3.9. Схема разреза барьерного рифа. А—рифовый известняк. В — материковые породы (Наливкин, 1933)

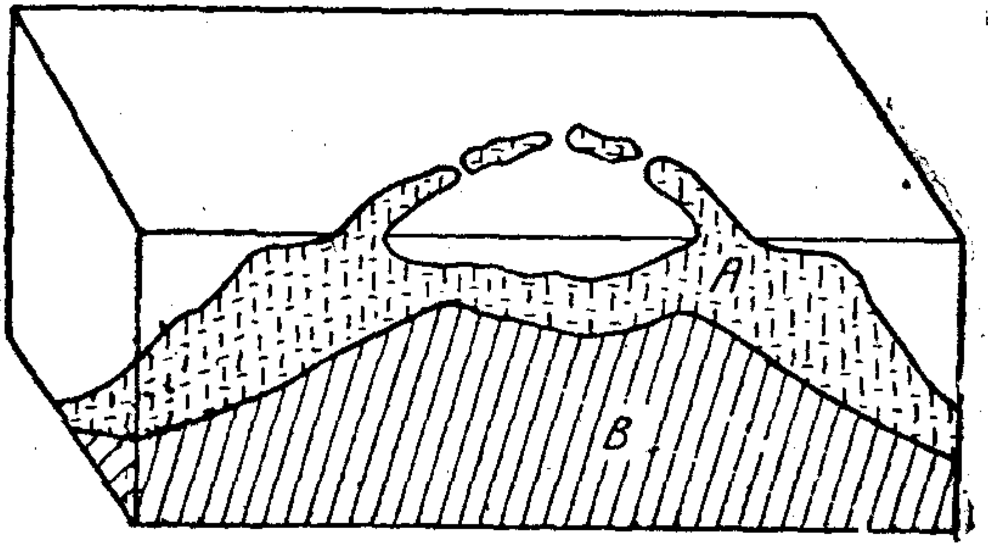


Рис. 3.3.10. Схема разреза атолла. А—рифовый известняк. В—вулканические породы (Наливкин, 1933)

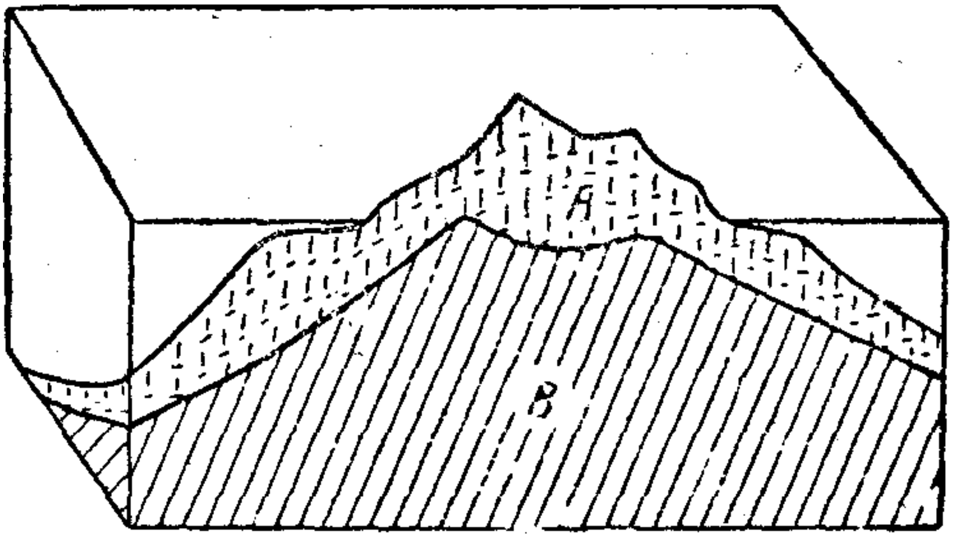


Рис. 3.3.11. Схема разреза поднятого рифа. А— рифовый известняк. В—вулканические породы (Наливкин, 1933).

В ископаемом виде биостром выглядит как линза массивного известняка среди слоистых известняков. *Биогерм* — постройка более изометричных очертаний, резко возвышающаяся над морским дном, вершина биогерма может достигать уровня воды (рис. 3.3.13). С крупными биогермами связан целый комплекс отложений. Тело *биогерма* сложено массивными известняками. По его окраинам располагаются продукты разрушения: известняковые глыбы, валуны, гальки, песчаный материал, превращающийся в дальнейшем в обломочные известняки. На больших рифах (в их центральной части) иногда появляются мелководные лагуны, в которых из тончайшей взвеси (известковое молоко) отлагается тонкозернистый осадок. Примером может служить верхнеюрский литографский камень Центральной Европы. Высота рифовых массивов колеблется в значительных пределах: от первых метров до нескольких сотен метров.

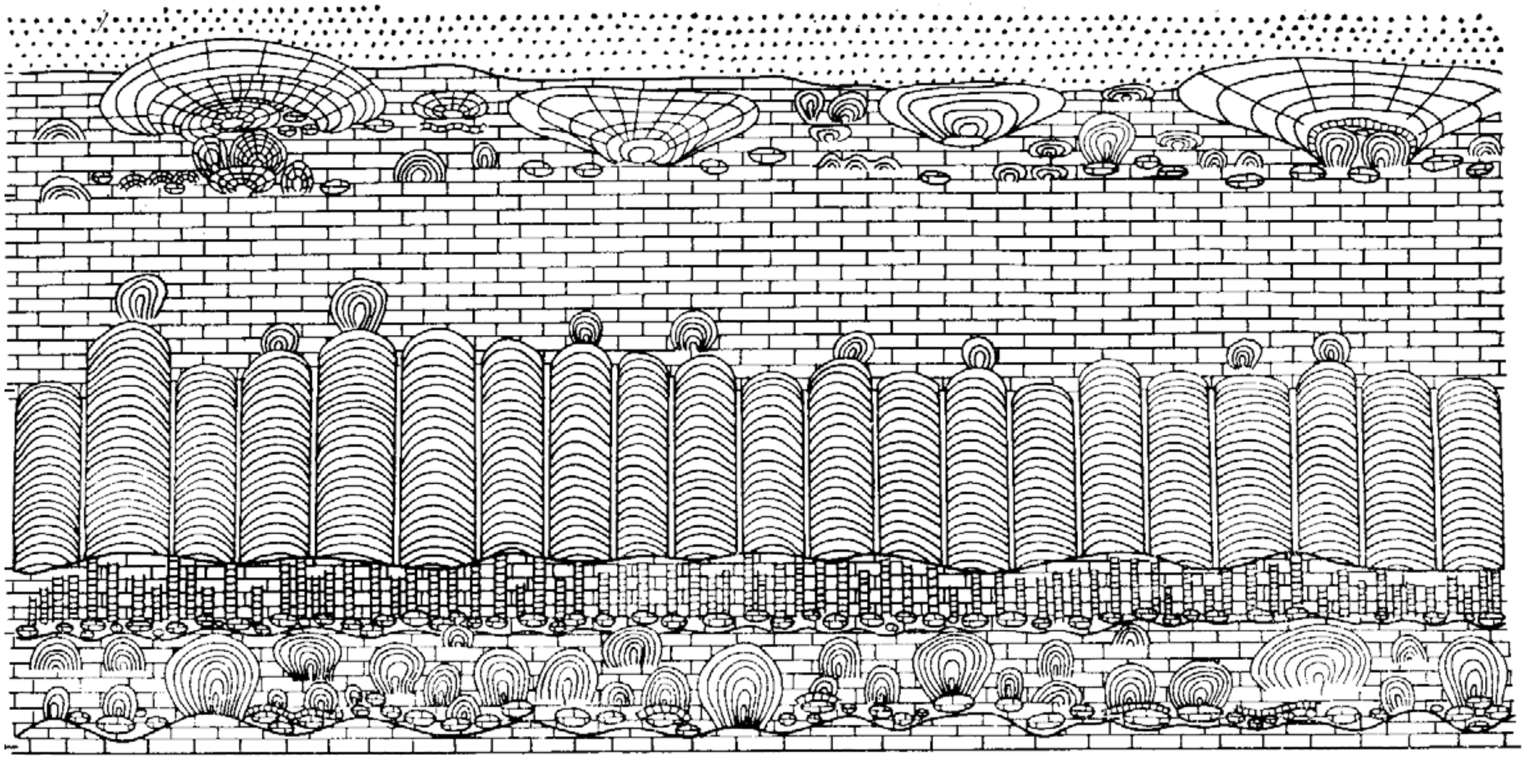


Рис. 3.3.12. Разрез неогенового биострома на левобережье Днестра. Видны слои с разными типами столбчатых, куполо- и шаровидных построек, образованных прикреплявшимися фораминиферами и известьвыделяющими цианобактериями. Вертикальная мощность – 6 м (Историческая геология, 1985)

Рис. 3.3.13. Органогенный биогермно-брекчиевидный известняк валанжина – нижнего готерива (резанская свита) на правом берегу реки Бодрак у домика лесника (Крым)

У каждого бассейна геологического прошлого, как и у ныне существующих, были свои особенности распределения фаций, что видно на примере раннекаменноугольного моря в средней части европейской территории России (рис. 3.3.14).

Существует классификация генетических типов морских отложений по В.Т.Фролову (таб. 3.3.1), в которой фации разделены на группы в зависимости от их способа образования (генезиса).

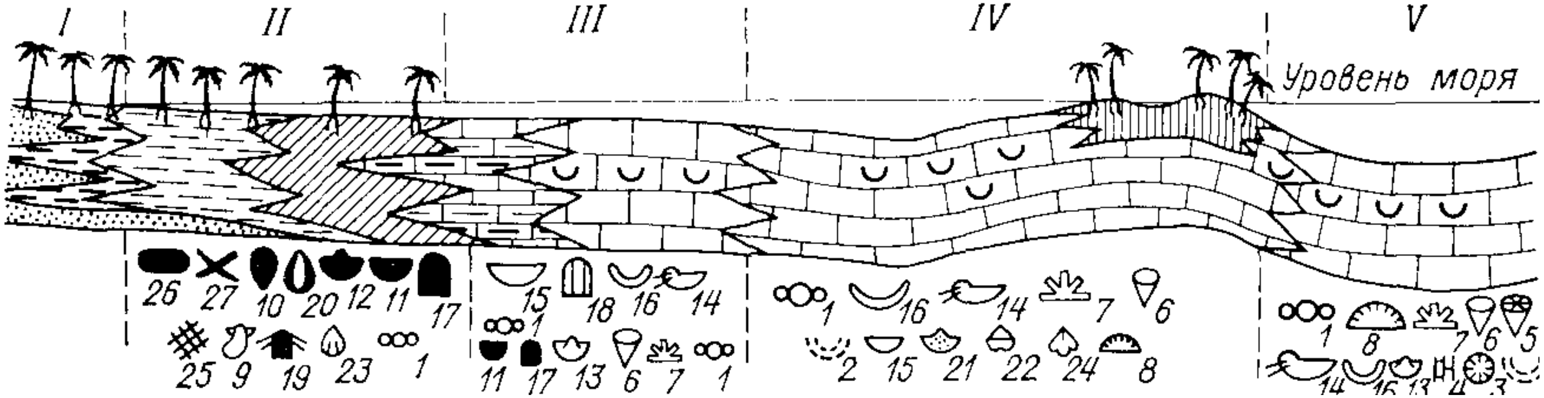


Рис. 3.3.14. Смена осадков и связанных с ними комплексов фауны в раннекаменноугольном (визейском) бассейне Московской синеклизы. I—суша; II—краевая зона моря (бухты, заливы); III—прибрежное мелководье; IV—мелководье, удаленное от суши; V—открытое море. Фауна (черным обозначены наиболее эврифациальные формы, размер значка отражает количество данного вида): 1—фораминиферы, 2—губки, 3 — хететиды, 4 — сирингопоры, 5—8 — кораллы-ругозы, 9 — двустворки, 10—лингулы, 11—24—брахиоподы (среди них: 14—стриатиферы, 16—гигантопродуктусы), 25—мшанки, 26—остракоды, 27—следы зарывающихся форм; 28—пески и алевриты; 29—глины с углистым веществом; 30—бескарбонатные глины; 31—известковые глины; 32—тонкозернистые карбонатные осадки с примесью органического вещества; 33—детритово-фораминиферовые известковые илы; 34—ракушечники; 35—хемогенные известковые осадки с корнями плауновых; 36 — растительность мангрового типа (Историческая геология, 1985)

Таблица 3.3.1. Классификация генетических типов морских отложений (по В. Т. Фролову)

Генетический	Генетическая группа	Генетический тип
Накопления аллотигенного и переотложенного материала (отложения миграционного потока)	подводно-коллювиальная	подводно-обвальный подводно-осыпной подводно-оползневой подводно-солифлюкционный
	волновая	прибойного потока участков волнения
	течений	приливно-отливный речных выносов вдольбереговых течений стоковых течений донных течений суспензионных потоков мутьевых потоков
	застойных вод	лагунный западин и затишных участков пелагический
	подводно-ледовая (мариногляциальная)	льда берегового припоя подводных морен (акваморен) айсберговый
	подводно-вулканогенная	туфы, туффиты, отложения гидротерм

Окончание таблицы 3.3.1

Генетический ряд	Генетическая группа	Генетический тип
Накопления седиметогенного и (аутигенного) материала	органогенная	отложения подводных лугов рифовые образования ракушняковые банки планктоногенный
	хемогенно-седиментогенная	отложения активной гидродинамики отложения спокойных вод
Накопления остаточного и преобразованного материала	остаточные накопления	каменистые развалы горизонты конденсации
	подводно-элювиальная	ихтиолиты; твердый грунт, подводная кора выветривания

3.4. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ В БАССЕЙНАХ НЕНОРМАЛЬНОЙ СОЛЕНОСТИ

Осолоненные и солоноватоводные (опресненные) бассейны часто возникают на окраинах континентов, где утрачивается либо затрудняется связь с океаном или происходит смешивание пресных вод с морскими. Это — разнообразные *заливы, лагуны, эстуарии (губы), дельты, рек, прибрежные озера.* Бассейны ненормальной солености могут существовать внутри континентов; это различные по величине озера и

внутриконтинентальные моря (Историческая геология, 1985).

ДЕЛЬТЫ

Наиболее сложный комплекс фаций развит в дельтах и вызван сложным сочетанием речных и прибрежно-морских фациальных условий (рис. 3.4.1). С этой зоной связан первый уровень лавинной седиментации.

Осадки аллювиально-морские формируются под влиянием речного стока и могут далеко проникать в морской бассейн — на расстояние до нескольких сотен километров. Они характеризуются пестротой и быстрой сменой по простиранию и в разрезе. В зависимости от влияния морских условий в дельте выделяются следующие три части (Историческая геология, 1985).

1. Дельтовая равнина, находящаяся обычно выше уровня моря, где главную роль играют речные процессы. Осадки представлены косослоистыми (в русловых фациях) и горизонтально-слоистыми песками (со знаками ряби течений), реже галечниками и гравием (осадки действующих и оставленных рукавов реки) и более тонкозернистым плохо отсортированным материалом, который отлагается между рукавами во время паводков. При влажном климате здесь часто развиваются болота с торфяниками, а при засушливом климате возникают соленые озера, в отложениях которых среди тонкозернистых терригенных осадков встречаются прослои гипса и галита.

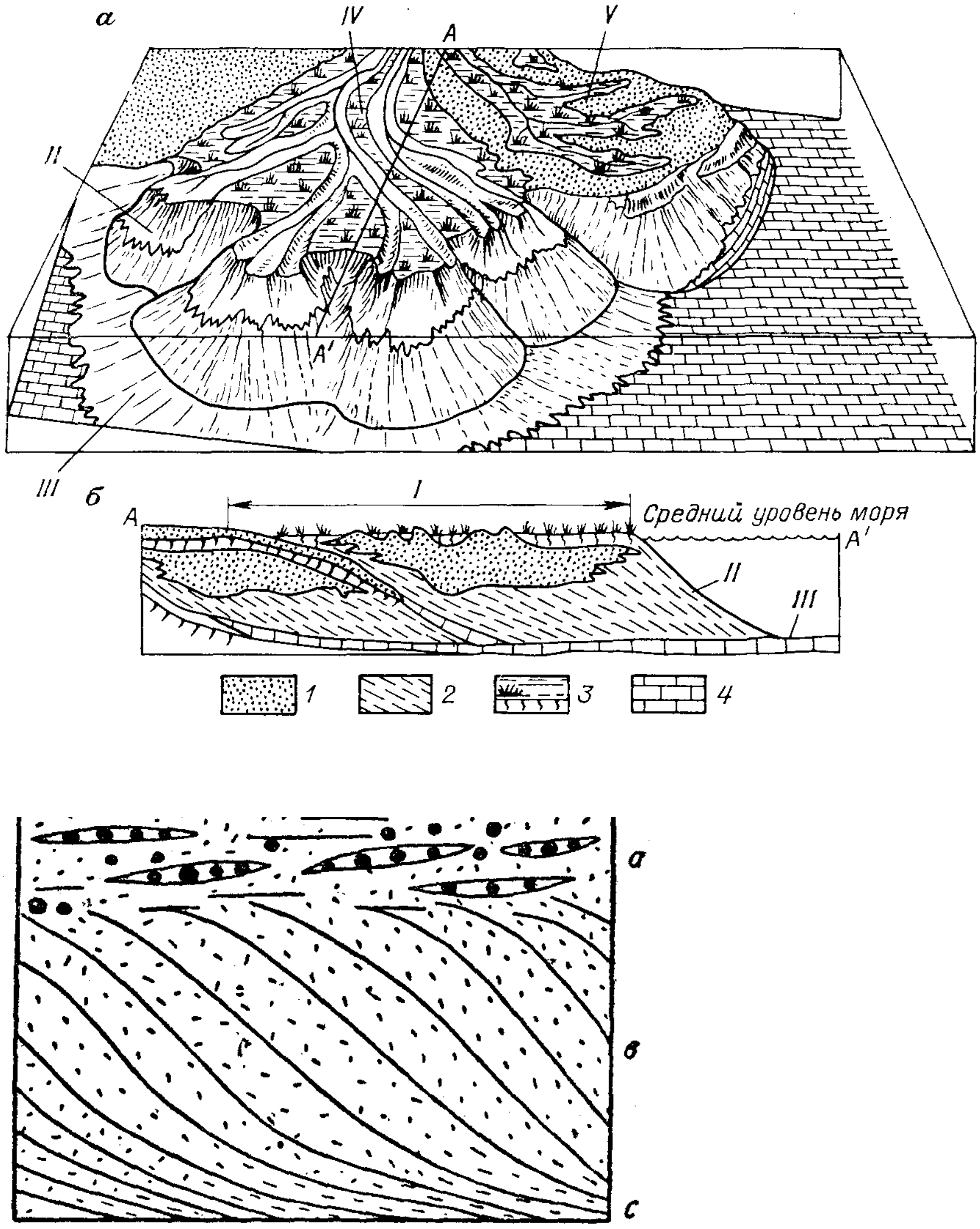


Рис. 3.4.1. Реконструкция дельты (а) и профиль (б) прибрежно-морских отложений каменноугольного возраста на юго-востоке Северной Америки. I—дельтовая равнина; II—подводный склон дельты; III— донный участок дельты; IV—активно нарастающая дельта; V—брошенная дельта. 1—песчаники; 2—алевролиты и аргиллиты; 3—ископаемые почвы; 4 — известняки (Историческая геология, 1985); в – дельтовый тип косой слоистости: «а» – вершинные грубозернистые пески; «в» – среднезернистые слои склона и «с» - тонкозернистые донные слои (Наливкин, 1933).

2. Подводный склон дельты (авандельта), находящийся ниже уровня моря, где на формирование осадков влияют морские волны и приливы. Здесь накапливаются тонкозернистые алеврито-глинистые плохо отсортированные косослоистые отложения. Русловые фации занимают большие площади. Характерны подводные косослоистые прирусловые валы. Самый грубозернистый материал осаждается обычно близ устьев рукавов дельты; в удалении от берега осадки становятся все более тонкозернистыми.

3. Донный участок дельты, находящийся под водой, где формирование осадков происходит полностью в морских условиях. Тонкозернистые осадки (алевриты, глины, карбонатные илы) слагают косо- и горизонтально-слоистые серии, более выдержанные по простиранию, чем в предыдущих двух группах фаций. В разрезах дельт в общем случае морские отложения перекрываются авандельтовыми, затем надводными наземными образованиями, что вызвано накоплением приносимых рекой осадков и продвижением дельты в глубь бассейна. Здесь накапливаются *турбидиты*.

Осадки эстуариев близки к осадкам подводной части дельты. Органические остатки в осадках дельт и эстуариев представлены смесью пресноводных, солоноватоводных и морских организмов; многочисленны остатки наземных растений. В отложениях дельтовой равнины преобладают остатки пресноводных и наземных организмов; при продвижении вглубь моря начинают преобладать солоноватоводные формы (Историческая геология, 1985).

ЛАГУНЫ, ЗАЛИВЫ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ

Характер осадков во многом определяется физико-географическими условиями (климат, наличие впадающих рек, степень изоляции от моря). Наиболее важными особенностями таких бассейнов являются их мелководность и ненормальная соленость. Во влажном климате и при поступлении речной воды эти бассейны становятся солоноватоводными; в засушливом климате, когда количество атмосферных осадков не восполняет испаряющуюся воду, развивается осолонение. Кроме того, соленость может меняться от сезона к сезону.

Для рассматриваемых бассейнов характерны мелкозернистость и горизонтальная слоистость отложений, а также однообразный состав органических остатков. Из терригенных осадков распространены пески, алевриты, глины, хотя в прибрежных частях бассейнов могут встречаться также гравий и галечники. Хемогенные эвапоритовые осадки широко развиты в осолоненных бассейнах, это разнообразные соли (сильвин, галит, мирабилит и др.), гипс, ангидрит (рис. 3.4.2, 3.4.3). В некоторых бассейнах отлагаются карбонатные илы. При определенных условиях могут накапливаться железистые, бокситовые и марганцевые осадки. Органогенные отложения состоят из остатков эвригалинных организмов (пелеципод, гастропод, мшанок и др.) и разнообразных водорослей, в том числе кремневых и известьвыделяющих. При заболачивании лагун и озер появляются торфяники. В застойных участках бассейнов развиваются восстановительные условия, здесь могут образоваться сапропелиты (Историческая геология, 1985).

Своеобразным строением отличаются подводные и надводные валы (бары и косы), отделяющие заливы, лагуны и лиманы от открытого водного бассейна. Они сложены относительно грубозернистым и довольно плохо отсортированным материалом с косослоистой и массивной текстурой.

В геологическом прошлом лагунные области и внутриконтинентальные моря временами занимали большие пространства; осадки этих бассейнов благодаря многократным миграциям береговых линий распространены на огромных территориях (Историческая геология, 1985).

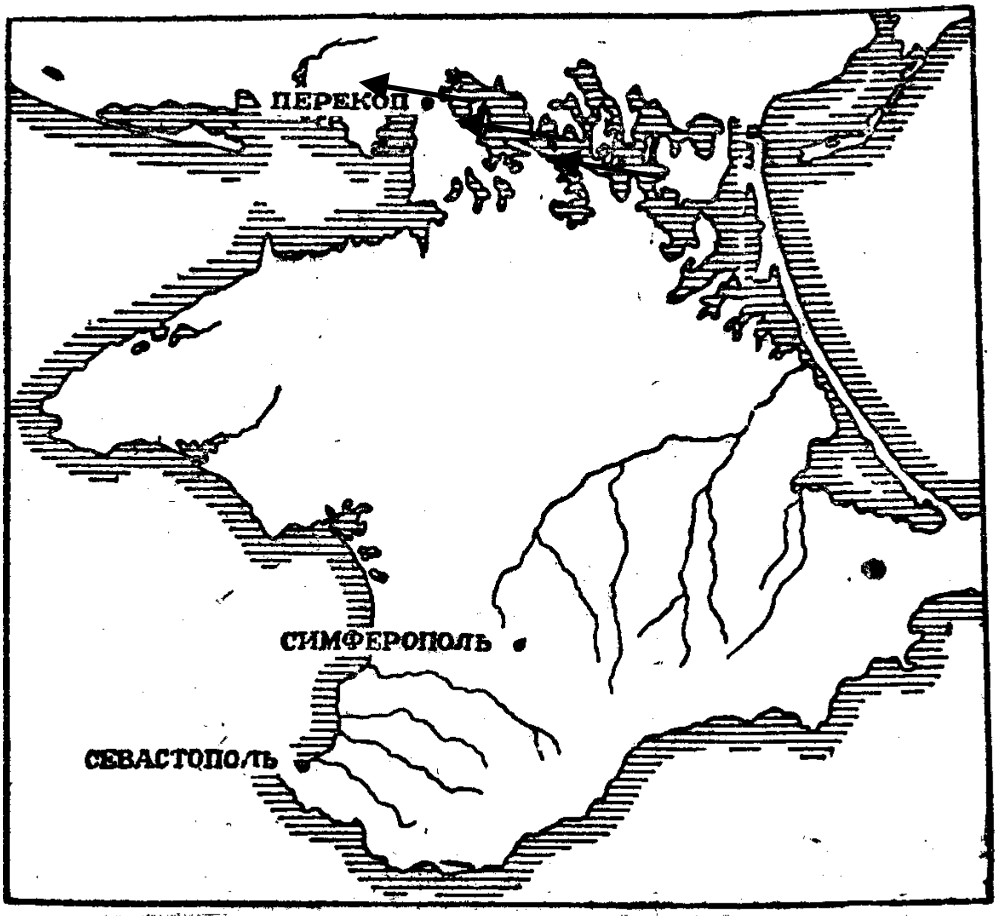


Рис. 3.4.2. Крымский полуостров с окружающими его с севера лагунами— Сивашем и др. (показаны стрелкой; Наливкин, 1933)

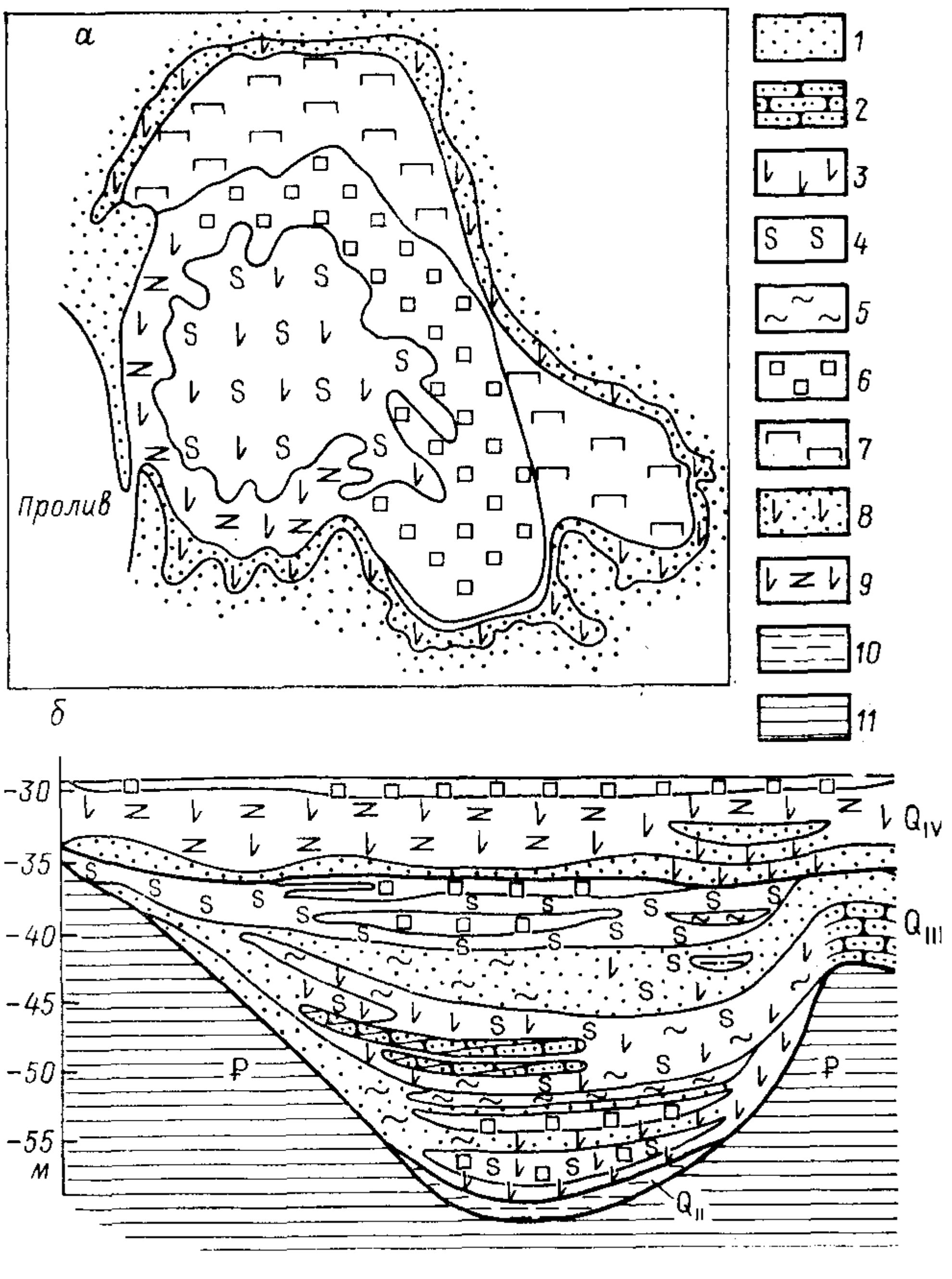


Рис. 3.4.3. Схема строения залива Кара-Богаз-Гол и разрез четвертичных отложений (Историческая геология, 1985). 1—песок; 2—песчаник; 3—гипс; 4—глауберит; 5—мирабилит; 6—галит; 7—астраханит-галитовые отложения; 8—гипсово-карбонатные отложения с песком; 9—гипсово-карбонатные отложения с фауной; 10—глины; 11—палеогеновые глины и суглинки

Отдельную группу представляют *соленые озера.* Характер осадков в них зависит от способа питания озера. Если поступление воды происходит из временных потоков, в озерах накапливаются глинистые и алевритовые илы с прослоями эвапоритов (гипса и каменной соли), которые образуются в наиболее засушливые периоды. В озерах, питающихся солеными грунтовыми водами, обломочный материал почти не откладывается, а основными осадками являются соли. Терригенный материал присутствует в виде тонких прослоев или примесей (Историческая геология, 1985).

3.5. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ НА КОНТИНЕНТАХ

Континентальные отложения генетически очень разнообразны и в большой степени зависят от рельефа местности, тектонических движений, многих химических факторов и т. д. Особую роль играют климатические условия, так как при одинаковом рельефе (долина реки, подножие склона и др.) возникают разные фации в условиях разного (аридного, субарктического и т. п.) климата. Из древних континентальных фаций легче восстанавливаются фации областей аккумуляции, занимавшие пониженные части рельефа. Однако значительная территория континентов является областью размыва и выветривания. Определение местоположения и площади таких областей проводится главным образом по результатам изучения прилегающих к ним территорий, на которых отлагались продукты разрушения, а также на основе исследований кор выветривания. Определение синхронности континентальных отложений затрудняется частыми размывами и переотложениями осадков, а также бедностью и однообрази-

ем органических остатков. Большую роль в стратиграфии континентальных отложений играют споры и пыльца наземных растений.

Каждая крупная физико-географическая обстановка (речная долина, область пустынь, приледниковая равнина и т. д.) может быть охарактеризована определенным набором фаций — парагенетическим рядом фаций, представленных различными генетическими типами отложений: лимническими, делювиальными, аллювиальными, гляциальными, флювиогляциальными, эоловыми и т. д. (Историческая геология, 1985)

ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕСНОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Они включают группы фаций водных потоков, озер, болот, источников (Историческая геология, 1985).

Фации водных потоков (временных или постоянно действующих—речных). Для них характерны терригенные осадки с косой слоистостью, поверхностями размыва, значительной изменчивостью, с редкими остатками растений и пресноводных организмов, а также костей наземных животных. При благоприятных условиях эти накопления могут достигать большой мощности и занимать значительную площадь.

Наиболее типичными образованиями временных потоков являются *конусы выносов предгорий (пролювий).*

Грубообломочный плохо окатанный материал (пролювий), сносимый временными потоками к подножию горной страны, формирует предгорную равнину. Для такой толщи характерно присутствие отложений грязевых потоков (селей)—массы несортированного песчано-глинистого материала с крупными обломками (рис. 3.5.1).

Ниже по склону грубозернистые осадки переходят в песчано-галечные отложения постоянных водотоков. Пло-

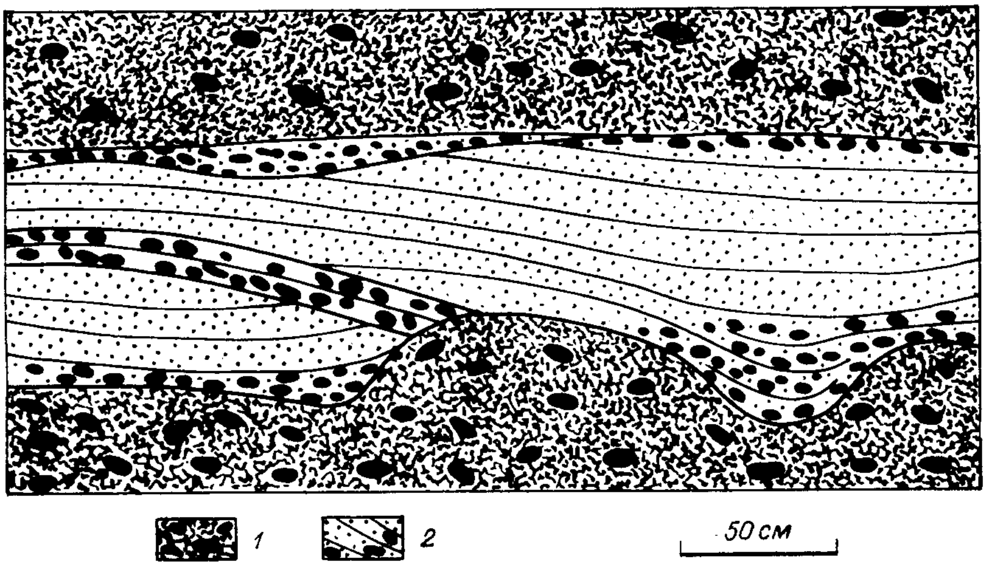
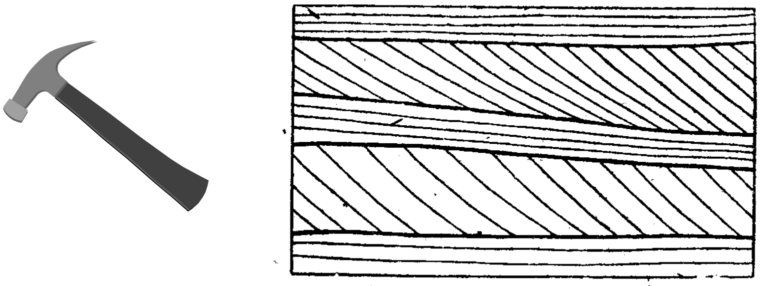


Рис. 3.5.1. Чередование отложений временных (1) и постоянных (2) потоков (Историческая геология, 1985)

А



Б

Рис. 3.5.2. А – пролювиальный конус выноса оврага Чах-Махлы в русло реки Бодрак (Крым). В составе обломков конуса присутствуют фрагменты коренных пород разрушаю-

щихся гор (на заднем плане, справа) – щебень мергелей кампана–маастрихта (кудринская свита). Б – тип косой слоистости временных потоков (Наливкин, 1933)

щадь распространения отложений предгорий обычно неширока, но имеет большую протяженность, так как эти осадки тянутся вдоль подножия горных цепей; в составе обломков отражается состав разрушающихся гор (рис. 3.5.2).

Отложения речных фаций (*аллювий*) широко распространены среди континентальных осадков. Реки являются главнейшими агентами переноса продуктов разрушения суши в водные бассейны (рис. 3.5.3). При транспортировке часть осадков остается в речной долине. Выделяют группы отложений русловых, береговых, паводковых площадей.

Отложения русел (рис. 3.5.4–3.5.7) слагаются из осадков глубоких частей русел, перекатов и кос. В глубоких частях русел накапливается грубозернистый материал (галька, гравий, крупнозернистый песок), который залегает обычно в виде линзообразных тел небольшой мощности. Характер обломочных отложений изменяется вниз по течению: увеличиваются окатанность и сортировка обломков (рис. 3.5.4 и 3.5.5), в их составе исчезают неустойчивые минералы и горные породы. Гальки русловых отложений обычно округлые в поперечном сечении, имеют плохо обработанную поверхность.

Наибольшая часть русловых отложений накапливается на косах и перекатах, сложенных песчаными (песок, алеврит) хорошо отсортированными осадками, образующими косослоистые серии (рис. 3.5.3 б). Для отложений перекатов характерны знаки ряби и размыва; последние возникают в связи с миграцией неустойчивой массы осадков вниз по течению.

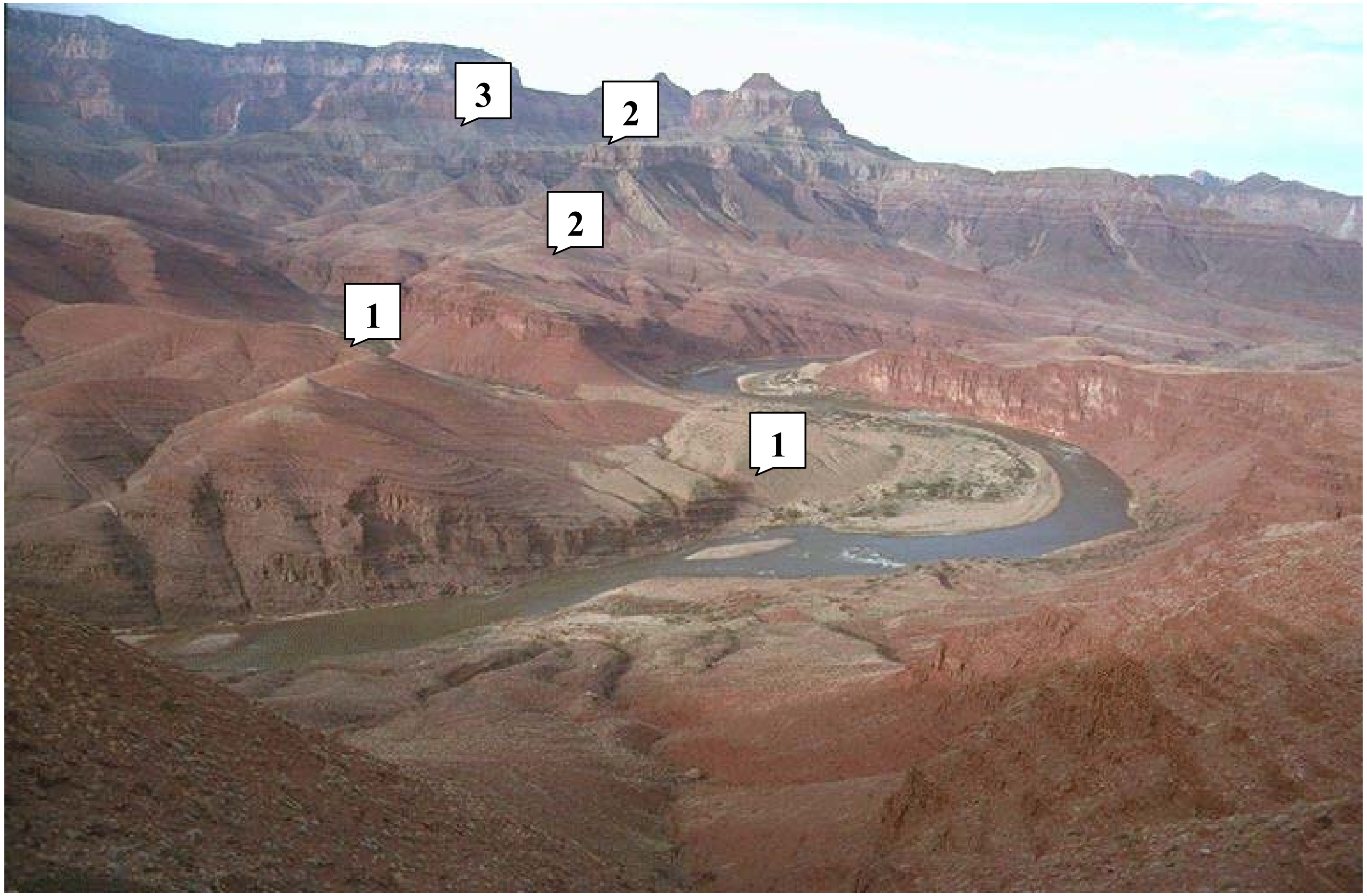


Рис. 3.5.3 а. Долина реки Колорадо, сформировавшая Великий (Гранд) Каньон США. Начало каньона. Условные обозначения: 1 – сланцы Вишну (AR–PR_1), 2 – известняки, песчаники, глинистые сланцы и лавы серии Б. Каньон (PR_2), 3 – морские сланцы, песчаник и известняки группы Тонто (Є), 4 – известняки (D-C_1), морские и красноцветные континентальные **отложения (P)**

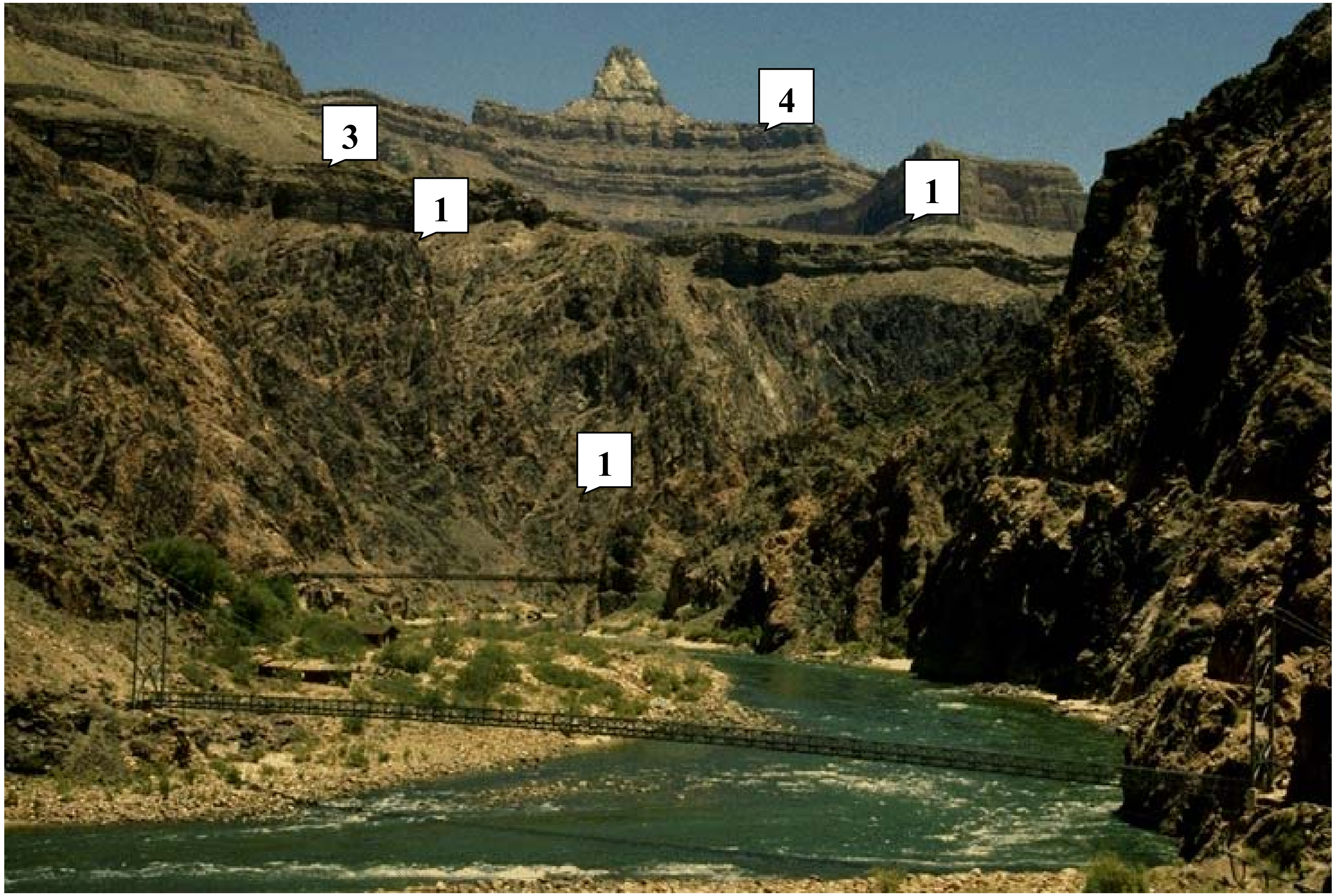


Рис. 3.5.3 б. Средняя часть Гранд каньона. Условные обозначения приведены на рис. 3.6.3 а. Рис. 3.6.3 иллюстрирует задание №11 методических указаний по исторической геологии («блок-диаграмма»). Условные обозначения (цифры) в подрисуночных подписях к рис. 3.6.3 соответствуют условным обозначениям на стр. 131 методических указаний

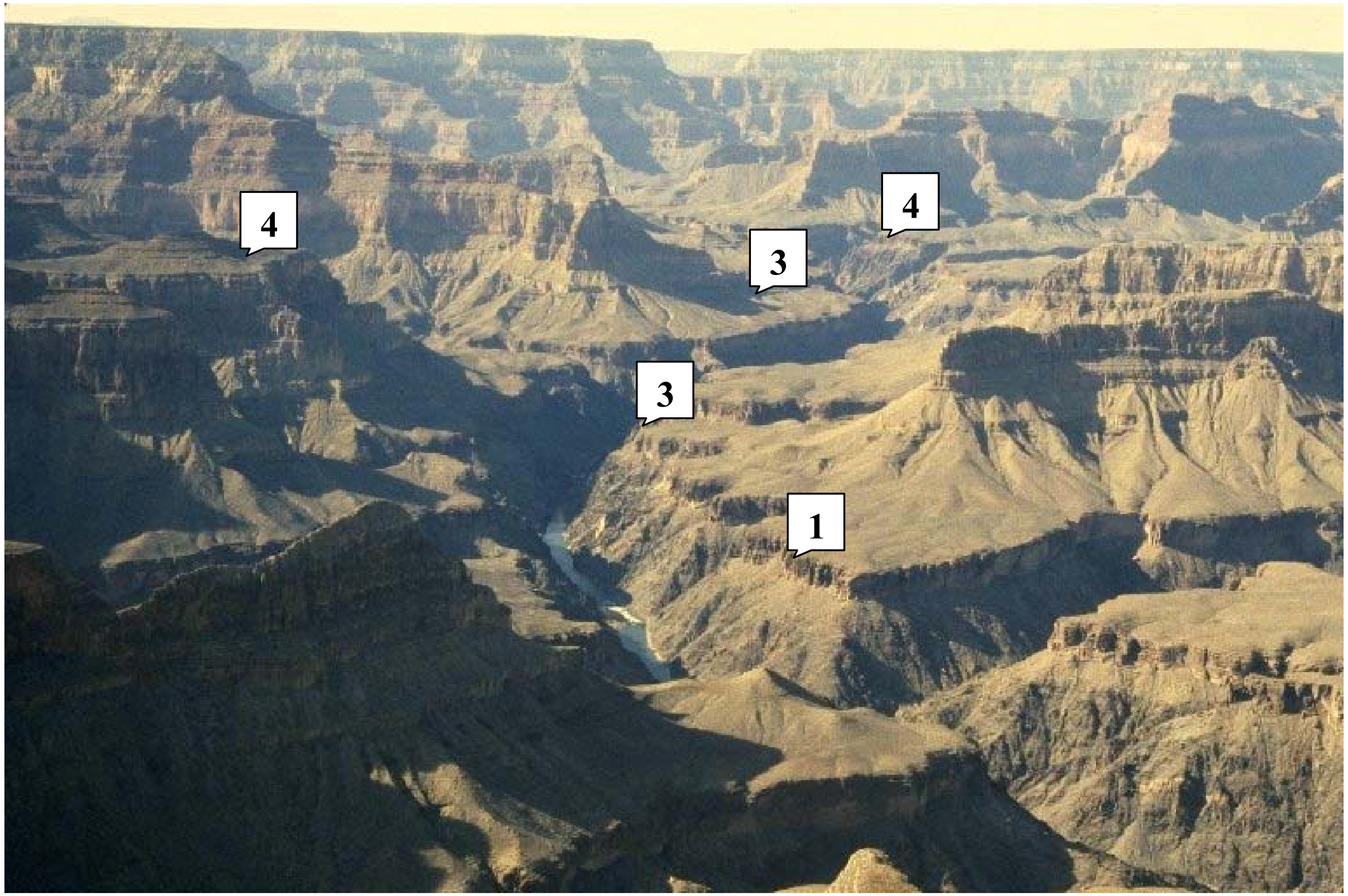
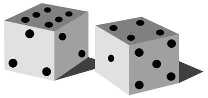


Рис. 3.5.3 в. Общий вид Гранд каньона



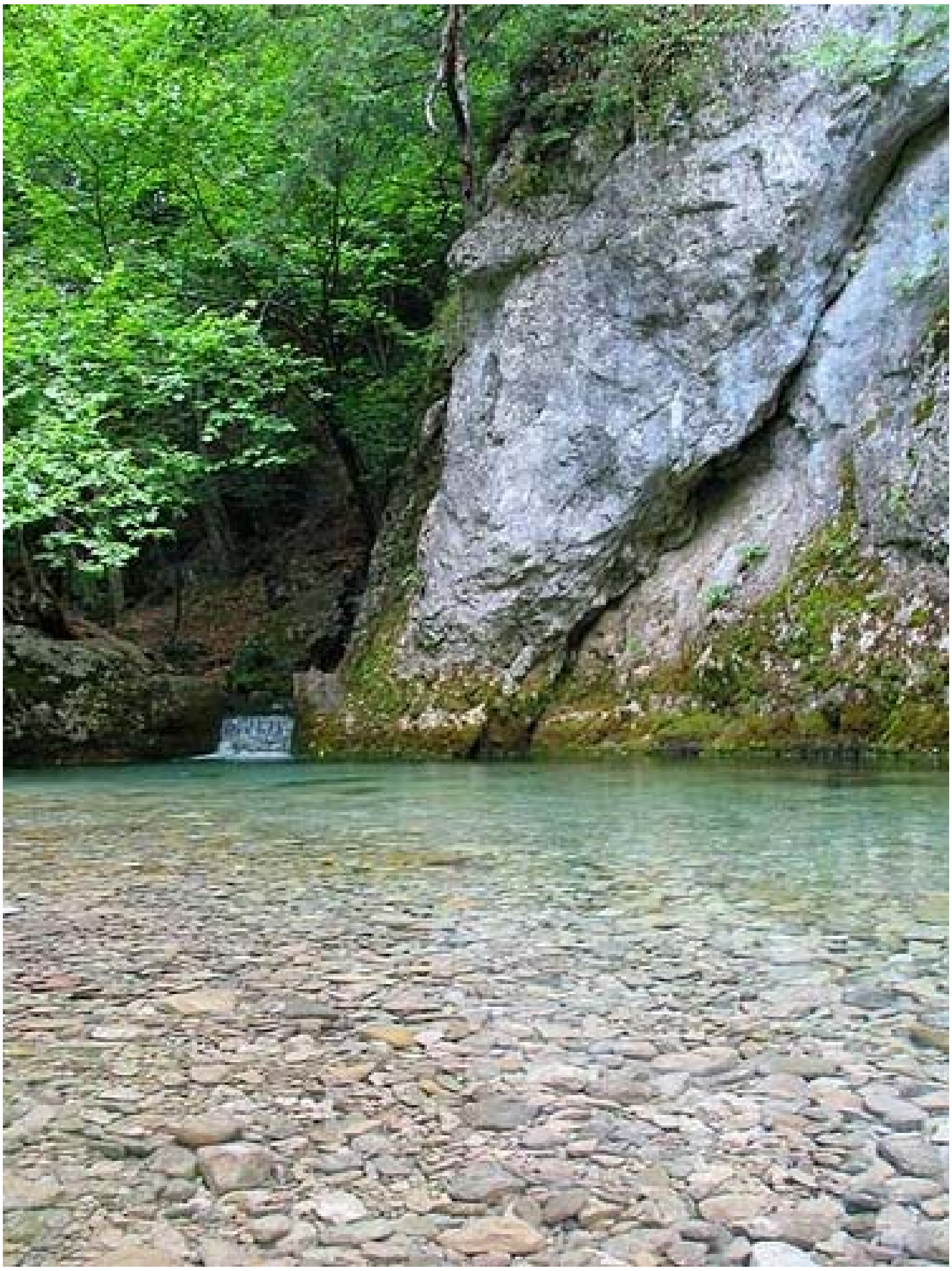
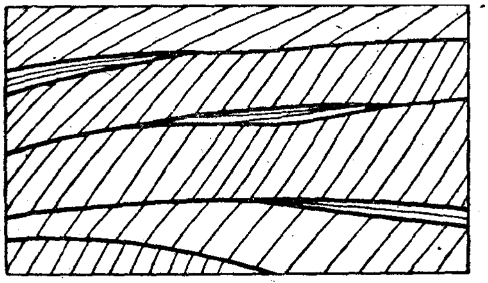


Рис. 3.5.4. Русло реки Аузун-Узень, сформировавшей Большой Крымский Каньон. Видна русловая фация аллювия. Галька средней степени окатанности

Рис. 3.5.5. Самое узкое место Большого Крымского Каньона в нижней части выполнено плохо окатанной галькой и валунами.

Перекаты могут превращаться в речные острова с наземной растительностью. В отложениях кос встречаются затопленный растительный материал и раковины пресноводных двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Особое место

А



Б

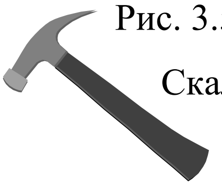


Рис. 3.5.6. А – русло реки Бодрак на южной окраине с. Скалистое (Крым). Русловой аллювий представлен галькой разной степени окатанности и размера преимущественно терригенных пород нижнего структурного комплекса района практики (песчаники, аргиллиты и др.) триасово-юрского возраста и терригенно-карбонатных пород верхнего комплекса мелового возраста. Справа – коренные выходы мергелей нижнего маастрихта (кудринская свита). Б – речной тип косой слоистости (Наливкин, 1933)

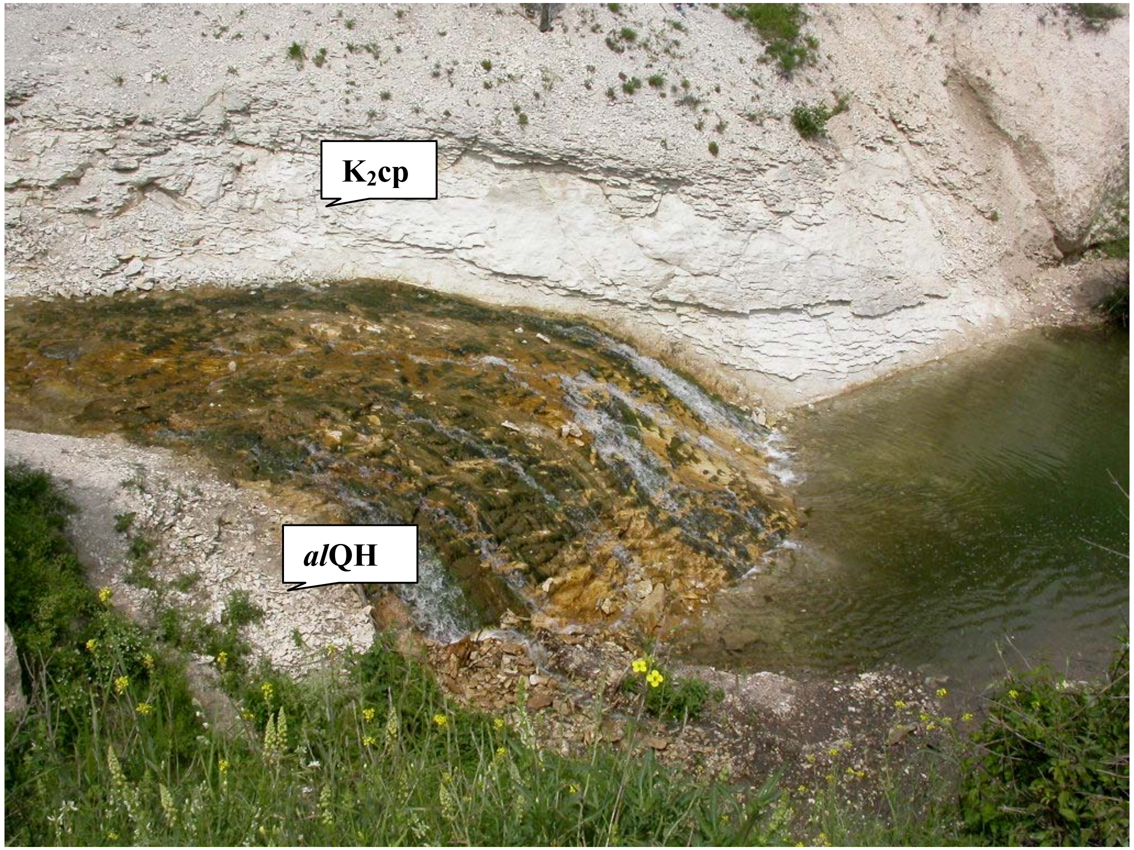


Рис. 3.5.7. Водопад на реке Бодрак к югу от южной окраины с. Скалистое. Внизу справа – аллювиальные накопления гальки мергелей, а вверху – коренные выходы мергелей верхнего кампана (кудринская свита)

среди речных отложений занимают тонкослоистые глинистые осадки изолированных участков русел-стариц, где осаждение терригенного материала происходит из взвеси, приносимой паводками. Со временем старицы могут превращаться в болота (Историческая геология, 1985).

Отложения паводковых площадей образуются на самых низких участках пойм, выполняющих роль отстойных бассейнов, в которых откладываются взвешенные тонкозернистые осадки (алевриты и глины). Осадки образуют серии, внутри которых наблюдается уменьшение зерен снизу вверх. Встречаются остатки пресноводных моллюсков и костей позвоночных животных. На поверхностях пластов часты трещины усыхания. При влажном климате могут возникать пойменные болота, дающие прослои торфа. Иногда в пойме располагаются мелкие озера. Древние аллювиальные равнины, формируясь длительное время в результате миграции рек, занимали огромные площади (Историческая геология, 1985).

Озерные (лимнические) отложения довольно разнообразны и зависят от происхождения озера, климата и рельефа района, а также от количества поступающих осадков. Общими признаками озерных отложений являются замкнутость контура их распространения и зональное распределение осадков. В зоне прибоя у берега откладывается наиболее крупнозернистый материал, глубже—мелкозернистый, в зоне ниже волнового базиса—самый тонкозернистый. Однако в крупных озерах, принимающих в себя реки или имеющих извилистые берега, правильная зональность осадков может нарушаться. Озерные отложения обычно имеют горизон-

тальную, иногда очень тонкую, слоистость; косослоистые породы редки (Историческая геология, 1985).

Наиболее распространены обломочные и в меньшей степени хемогенные и органогенные отложения. Из терригенных осадков преобладают пески, алевриты, пелиты. Хемогенные осадки могут быть представлены известняками, железистыми и марганцевыми соединениями, бокситами. Среди органогенных озерных отложений в застойных частях озер может образовываться сапропель, а при зарастании озера часто появляется торф. При хорошей циркуляции вод в них пышно развивается органический мир и вследствие этого могут возникать кремнистые и карбонатные органогенные отложения (например, диатомиты и ракушняки). Вертикальный разрез озерных отложений обычно представляет собой регрессивный цикл, связанный с заполнением озера осадками.

В пресноводных озерах обитают немногочисленные виды пресноводных организмов: гастроподы, пелециподы, остракоды, филлоподы и рыбы. Растительная жизнь обильна на мелководье и на поверхности воды. В мелководных озерах, где зона обитания растений достаточно широка, органогенные осадки, в том числе кремнистые и карбонатные, могут играть большую роль. При разрушении карбонатов, образованных некоторыми известьвы-деляющими водорослями, получается озерный мел (гажа).

Болотные отложения возникают на влажных плохо дренируемых равнинах и на месте зарастающих озер. Наиболее типичным болотным образованием является торф; обычно он чередуется с маломощными глинистыми про-

слоями. В осадках встречаются стяжения и прослои железистых соединений. Известны месторождения озерно-болотных железных руд (Историческая геология, 1985).

ОТЛОЖЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ И КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Отложения источников и карстовых полостей встречаются довольно редко. В ископаемом состоянии они выявляются по хемогенным, преимущественно карбонатным, отложениям (известковые туфы и травертины – см. рис. 3.5.8 и 3.5.9); иногда им сопутствуют карстовые брекчии (Историческая геология, 1985).

Рис. 3.5.8. Каскад «ванн» из известкового травертина, заполненных минеральной водой источника Памуккале (Турция)

Рис. 3.5.9. Натечные формы известкового травертина источника Памуккале (Турция)

ОТЛОЖЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ЛЕДНИКОВ

Наиболее мощные ледниковые отложения обычно возникают при отступании или временной остановке ледника. Транспортируемый ледником материал сгружается в виде конечной морены; затем осадки подвергаются воздействию вод, возникающих в большом количестве при таянии ледника. Оставшиеся после отступания ледника отложения могут быть существенно переработаны водными потоками (Историческая геология, 1985).

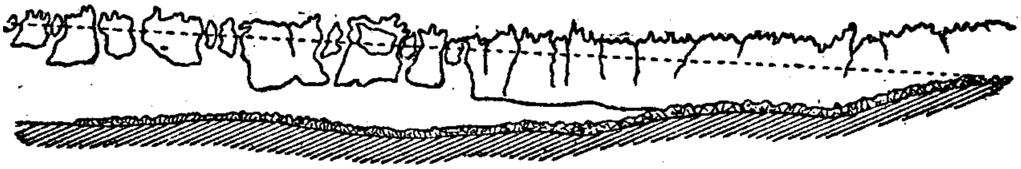
Ледниковые отложения разделяются на два основных типа. 1. Не переработанные водой — гляциальные—отложения образуют морены. Они отлагаются непосредственно ледником и представлены валунными глинами и суглинками (тиллями); литифицированные их разности называются тиллитами. Тилли и тиллиты состоят из неотсортированных обломков, размер которых колеблется от валунов или крупных блоков до песчинок. Объем обломочного материала в массе породы может значительно меняться, но обычно составляет не более трети. Слоистость не развита; сортировка и ориентировка обломков отсутствуют. Состав обломков разнообразный; их поверхность часто несет следы притертости и штриховки; характерны обломки утюгообразной формы. Органические остатки не типичны.

2. Переработанные водой—флювиогляциальные—отложения широко развиты за пределами ледника и морен. Сортированность этих отложений гораздо лучше; характерна горизонтальная и косая слоистость; материал представлен преимущественно песчаными и глинистыми разностя-

ми. В прилегающих к леднику областях (в отложениях озов (рис. 3.5.10), камов и т. д.) среди слоистых пачек пород присутствуют линзообразные прослои неслоистых осадков. В более удаленных от ледника областях при континентальном оледенении формируются ледниковые зандровые равнины. Осадки на этих площадях переносятся водой по системам непостоянных ветвящихся водотоков. Породы здесь характеризуются косой слоистостью, грубой зернистостью и относительно плохой сортировкой. Важным спутником ледниковых отложений являются ленточные глины, образованные в спокойных пресноводных озерах, развивающихся на зандровых равнинах. Материал имеет ленточную слоистость, вызванную сезонными изменениями условий.

При опускании ледника в море возникают *ледниково-морские отложения* (рис. 3.5.10 б), которые узнаются по присутствию морских организмов среди мореноподобных образований, но состоящих из более отсортированного обломочного материала (Историческая геология, 1985).

А



Б

Рис. 3.5.10. Ледниковые отложения. А – озы в полярной Канаде, представленные крутосклонными валообразными грядами, которые вытянуты по направлению движения существовавшего ранее ледника и сложены хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями с глыбами валунов. Высота таких гряд от 10 до 30 м, иногда до 50 м и выше, а протяженность от сотен метров до десятков километров (www.geo.web.ru). Б – ледник, спускающейся в море. На дне—ледниково-морские отложения. Пунктирная линия – уровень моря (Наливкин, 1933)

ОТЛОЖЕНИЯ ПУСТЫНЬ

Пустыни бывают каменистые (рис. 3.5.11), песчаные (рис. 3.2.5) и глинистые. Отложения пустынь формируются в специфических условиях бессточных областей, где испаряется влаги больше, чем выпадает осадков; резко преобладает физическое выветривание, а вода активизирует микрохимические процессы. Ветер в пустынях является важнейшим геологическим агентом. Мелкозернистый материал (алевритовый, глинистый) под действием ветра легко удаляется из осадка и переносится на значительные расстояния. Пустыни наиболее широко распространены в тропических и субтропических областях, но встречаются полярные и горные пустыни. Выделяются многочисленные пустынные группы фаций.

Рис. 3.5.11. Каменистая пустыня – классический пример американских «бэдлендов» штатов Аризона и Колорадо

Осадки пустынь развиты на значительной площади, но имеют небольшую мощность (Историческая геология, 1985).

Отложения скалистых и каменистых пустынь (рис. 3.5.11) образованы обычно неокатанным грубообломочным материалом, не имеющим следов транспортировки; тонкозернистый материал удаляется при ветровой эрозии. На обломках, как и на коренных породах, наблюдается загар пустыни; обычны ограненные ветром камни, образующие пустынные многогранники (пустынные гальки, см рис. 3.5.12). Иногда на них возникает шагреневая поверхность; осадки насыщены обломками устойчивых пород. Характерны причудливые формы выветривания (3.5.11, 3.5.13). Отложения скалистых и каменистых пустынь имеют незначительную мощность; эти образования редко сохраняются в древних осадках, так как участки их накопления являются областями эрозии.

Отложения глинистых пустынь и отложения на пониженных участках пустынь возникают там, где во время выпадения осадков скапливается вода и получаются очень мелкие быстро высыхающие водоемы. На таких участках формируются такыры, солончаки, соляные блюдца. Наиболее характерными осадками являются обычно параллельно-слоистые глинистые и алевритовые илы, перемежающиеся с прослоями гипсоносных илов и соляных корок. Характерны многоугольники высыхания (рис. 3.2.4) и рассеянные кристаллы соли (в ископаемом состоянии—глиптоморфозы по каменной соли, см рис 3.2.4). Прослои эолового песка часто сохраняются в разрезах рядом с прослоями гипса и каменной соли (Историческая геология, 1985).

Рис. 3.5.12. Эрозионный останец, преобразованный в пустынный многогранник в каменистой пустыне штата Аризона, США

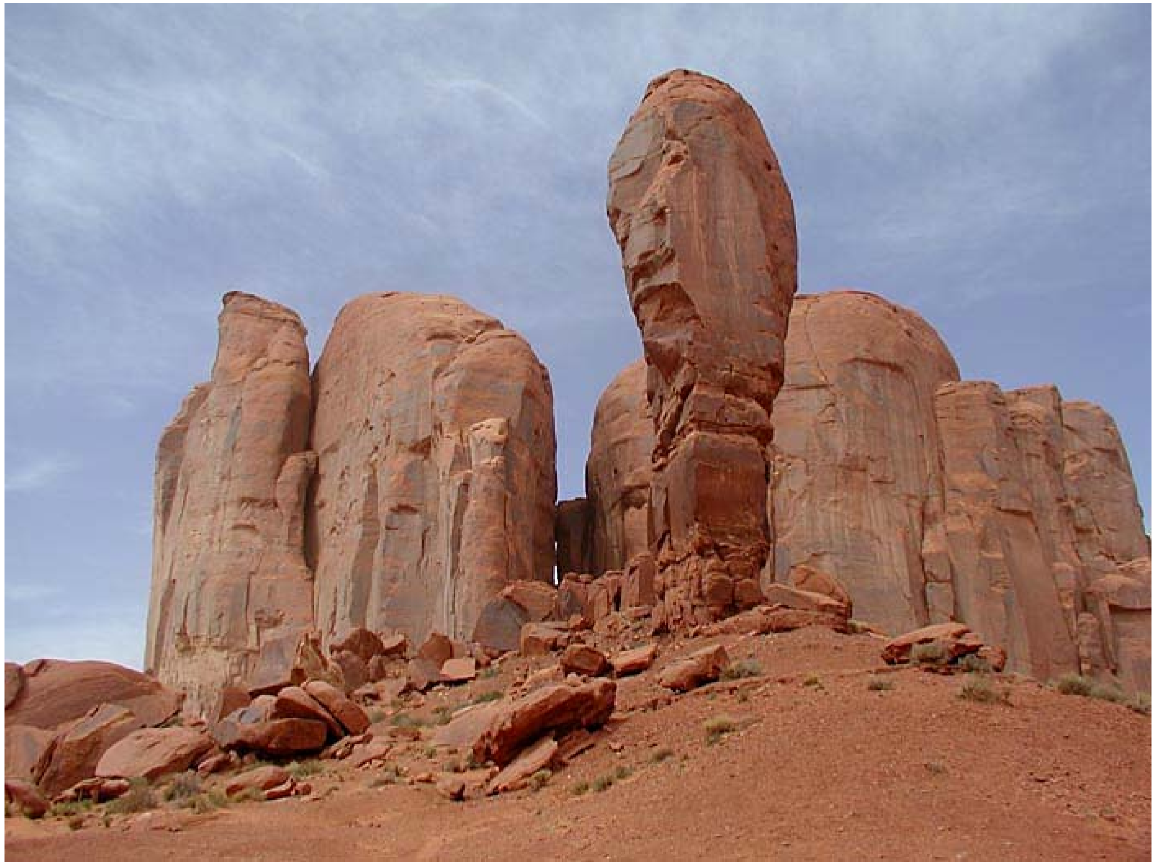


Рис. 3.5.13. Бастионные формы выветривания в каменистой пустыне штата Аризона, США

Отложения пустынных временных потоков (вадей) формируются спорадически накапливающимися осадками. Переносимые осадки имеют консистенцию, близкую к грязевым потокам; между водными осадками присутствуют пласты эолового песка. Состав осадков разнообразный: от галечников с плохо скатанными гальками до переотложенных эоловых песков (Историческая геология, 1985).

Отложения песчаных пустынь (рис. 3.2.5) формируются под воздействием ветра, переносящего песчаные зерна из образований различного типа (речных, озерных, каменистой пустыни и др.) и откладывающего их в удалении от первоначального источника. Эоловые отложения представляют собой совокупность осадков песчаных наносов, насыпей и разнообразных дюн (одиночных и групповых, барханных и поперечных, копьевидных, куполообразных и звездчатых). Для отложений песчаных пустынь характерны хорошая отсортированность и окатанность песчинок, обогащение осадка устойчивыми минералами, косая перекрестная слоистость, знаки ветровой ряби на поверхности слоев. Дюны сложены в основном пологими косослоистыми сериями мощностью от 1—5 см до 1—2 м, причем серии передней части дюн более крутые; для отложений дюн обычны мелкомасштабные деформации, вызванные оползнями пачек песка на их склонах (Историческая геология, 1985).

Органические остатки в пустынных отложениях редки и принадлежат наземным растениям и животным.

Существует классификация генетических типов континентальных фаций (по Е.В. Шанцеру, таб. 3.5.1)

Таблица 3.5.1. Классификация генетических типов континентальных осадочных образований (по Е.В.Шанцеру)

Парагене-	Парагенетическая группа		Генетический тип
I. Элювиальный	А. Почвы		почвы
			автохтонные торфяники
	Б. Кора выветривания		элювий
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационные отложения	а) подгруппа коллювия обрушения	обвальные накопления
			осыпные накопления
		б) подгруппа коллювия сползания	оползневые накопления
			солифлюкционные накопления
	Б. Делювиальные отложения (коллювий смывания)		делювий
III. Водный	А. Отложения русловых потоков (флювиальная)		пролювий
			аллювий
	Б. Озерные накопления (лимническая)		озерные накопления
IV. Ледниковый (гляциальный)	А. Ледниковые отложения		краевые морены
			основные (конечные) морены
	Б. Водно-ледниковые	а) подгруппа ледниково-	внутриледниковые
			приледниковый
		б) подгруппа ледниково-озерная	озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
V. Эоловый			эоловые пески
			эоловые лёссы

Окончание табл. 3.5.1.

VI. Подземно-водный	А. Отложения пещер (субтерральная)	пещерные отложения
	Б. Отложения источников (фонтальная)	туфы и травертины

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Следующей задачей исторической геологии после установления возраста геологических тел является определение условий их формирования.

Для осадочных и вулканогенных (супракрустальных) образований, формирующихся на земной поверхности, которыми в основном и занимается историческая геология, эта задача сводится к расшифровке тех палеогеографических обстановок, в которых они накапливались. Этот раздел определяется как *палеогеография*.

3.6. ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА

В настоящее время все палеогеографические реконструкции основываются на *принципе актуализма*, который был введен в геологию английским ученым Ч. Лайелем в 1830-1833 годах. Сущность *метода актуализма*: все геологические тела, все структуры земной коры являются действия тех же геологических процессов, которые происходят и сейчас, создавались в тех же палеогеографических обстановках, какие наблюдаются сейчас. Следовательно, знание современных геологических процессов и современных географических обстановок может быть положено в основу изучения

аналогичных процессов и обстановок геологического прошлого. *Метод актуализма* при всех его достоинствах имеет и ограничения в своих возможностях.

Актуализм в понимании Ч. Лайеля носил характер *униформизма*, что предполагало постоянство проявления геологических процессов в истории Земли и их протекание в одних и тех же условиях. Тогда в любой момент истории Земли накапливались бы одни и те же отложения. Однако это не так. Сама земная кора и палеогеографические условия на ее поверхности многократно менялись в ходе геологической истории, а значит одни и те же геологические процессы на каждом этапе развития проявлялись уже в иных условиях, а стало быть и результаты их были различны. Отсюда и **первое ограничение** в применении метода актуализма: некоторые из древних отложений вообще не имеют современных аналогов; другие – имеют, но эти аналоги накапливались в заведомо иных условиях. **Например**, в протерозое, когда состав атмосферы и гидросферы был другим, в морях накапливались доломиты, а сейчас доломитовые осадки отлагаются только в лагунных и озерных бассейнах с повышенной минерализацией. С целью преодоления этого ограничения советским ученым Н.М. Страховым был предложен *сравнительно-литологический метод*. Его суть заключается в детальном изучении современных осадков и их последовательное сравнение со всеми более древними отложениями данной группы для выявления изменений условий осадконакопления в ходе геологической истории.

Второе ограничение выражается в том, что метод не позволяет в большинстве случаев определить конкретную

палеогеографическую обстановку накопления отложений, а дает лишь общую гидродинамическую, геохимическую и т.п. характеристику бассейна. **Например**, с помощью метода можно определить, что глины накапливаются в бассейнах со слабой гидродинамикой, но установить что это за водоем (континентальный или морской; пресноводный, солоновато-водный или соленый; глубоководный или мелководный и т.д.) невозможно. Для преодоления этого ограничения используется *фациальный анализ* отложений.

3.7. ФАЦИИ И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Термин «*фация*» был впервые предложен швейцарским геологом А. Грессли в 1838 г. для различных по облику (“facies” — лицо) одновозрастных отложений. Изучение фаций происходит путем *фациального анализа*

Определение: *фация* – это часть слоя или свиты, отличающаяся от других частей этого же слоя или свиты по составу и характеру содержащихся в нем органических остатков. *Фациальная изменчивость* – изменение одновозрастных отложений на площади.

Определение: *Фациальный анализ* — изучение закономерностей фациальной изменчивости отложений с целью определения конкретных палеогеографических обстановок накопления разных фаций.

Географические обстановки и ландшафты распределены на земной поверхности не беспорядочно, а закономерно, в определенном порядке: горная система, внутри нее – межгорные впадины, низкогорье, предгорье, высокая равнина,

низкая равнина, береговая линия, прибрежная часть моря и т.д. Каждая фация связана с какой-то из этих обстановок, и фации образуют закономерно построенный ряд.

Фациальный анализ состоит в определении площади распространения отложений, их мощности, взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями, а также с соседними одновозрастными образованиями (переход по простиранию). Так, пустынные отложения отличаются огромными площадями распространения при сравнительно небольшой мощности. Отложения подножий гор протягиваются на десятки километров и имеют большую мощность. Немые параллельно-слоистые песчаники, переходящие по простиранию, а также вверх и вниз по разрезу в отложения с остатками морской фауны, имеют морское происхождение.

Фациальный анализ требует комплексного изучения отложений с применением комплекса исследований. В закрытых районах, изучаемых с помощью буровых скважин, традиционные методы фациального анализа дополняются результатами сейсморазведки *(сейсмостратиграфия,* или прогнозирование геологического разреза). Сейсморазведка дает возможность выявлять рифовые массивы высотой 100—300 м, зоны выклинивания песчаных толщ, клиноформное заполнение глубоких впадин осадками, приносимыми с бортов этих впадин, и т. п. (Историческая геология, 1985)

ПРАКТИКУМ ПО МЕТОДАМ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

3.8. ФАЦИАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ И КАРТЫ

Определение: *Фациальный профиль* представляет собой разрез через одновозрастные отложения, на котором показано взаимоотношение фаций (т.е. частей этого слоя). Взаимоотношение фаций одного возраста на площади показывается на *карте фаций*.

Фациальные профили и карты строятся в качестве графических иллюстраций, сопровождающих текстовую часть фациального анализа, а также являются исходным фактическим материалом для построения палеогеографических карт и профилей, на которых выделенные фациальные области трансформируются в палеогеографические области.

Построение фациального профиля начинается с сопоставления разрезов (рис. 3.8.1 а). Если в двух соседних разрезах одновозрастные отложения представлены разными фациями, то на середине расстояния между ними рисуется фациальная граница, которая разделяет два типа крапа. Если в двух соседних разрезах одновозрастные отложения представлены одной фацией, то на этом расстоянии рисуется один и тот же крап. В результате крапом заполняется все пространство между разрезами и получается фациальный профиль (рис. 3.8.1 б). Линейный крап всегда субпараллелен, конформен границам слоя (стратиграфическим) и не может в них упираться или их пересекать (рис. 3.8.2). Также внутри одного слоя разные крапы нельзя рисовать под разными углами так, чтобы один крап «врезался» в другой.

Фациальные карты, а точнее *карты фаций и мощностей* начинают создаваться с карты мощностей в изолиниях равных мощностей (*изопахитах*). На топооснову выносятся значения мощностей отложений в метрах, а затем происходит их интерполяция. Анализируется величина «разброса»

значений мощности и выбирается сечение, а, следовательно, и число изопахит. Оптимальное число изопахит составляет 4–7. После проведения изопахит точки с цифрами значения мощности стираются.

Пример (рис. 3.8.3). Для данной территории имеются значения мощности от 0 и до 350. Можно выбрать сечение 100 м, тогда на карте появятся 100-ая, 200-ая и 300-ая изопахиты. Еще следует провести 0-ую изопахиту, которая на карте отсутствует.

На втором этапе рисуется карта фаций. У точек наблюдения выносится информация по литологическому составу и палеонтологической характеристике. Выделяются группы точек, представляющих одну фацию, и эта область оконтуривается фациальной границей. В редких случаях можно выделить фацию по одной точке наблюдения (край карты или сильные отличия по литологическому со ставу и палеонтологической характеристике от соседних точек), но обычно фация выделяется минимум по двум или трем точкам. После проведения фациальных границ области фаций заполняются соответствующим крапом.

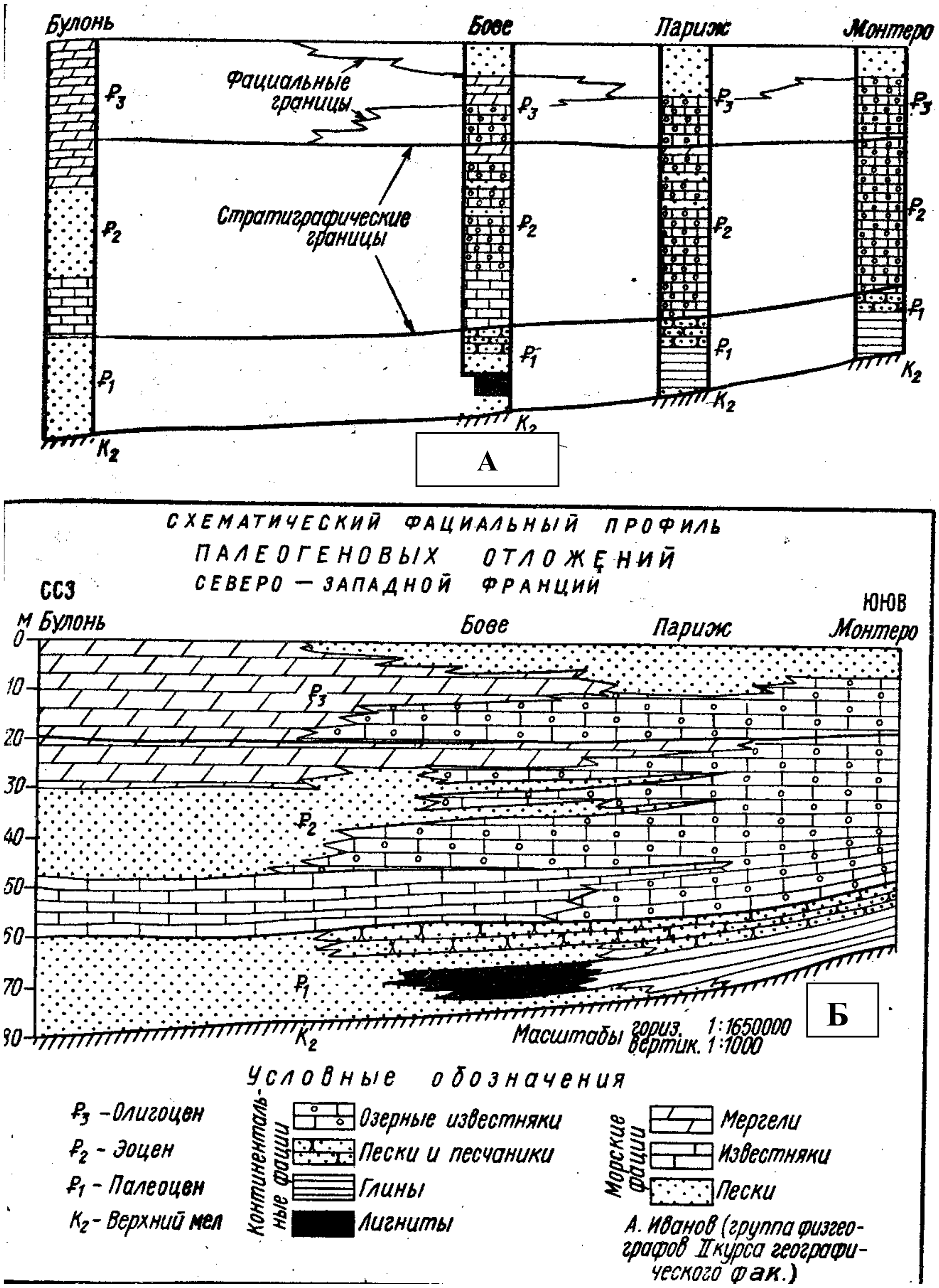


Рис. 3.8.1 (Казакова, Найдин, 1983). Построение фациального профиля: а – начальная стадия построения профиля: проведение стратиграфических и фациальных границ; б – вариант оформления готового профиля

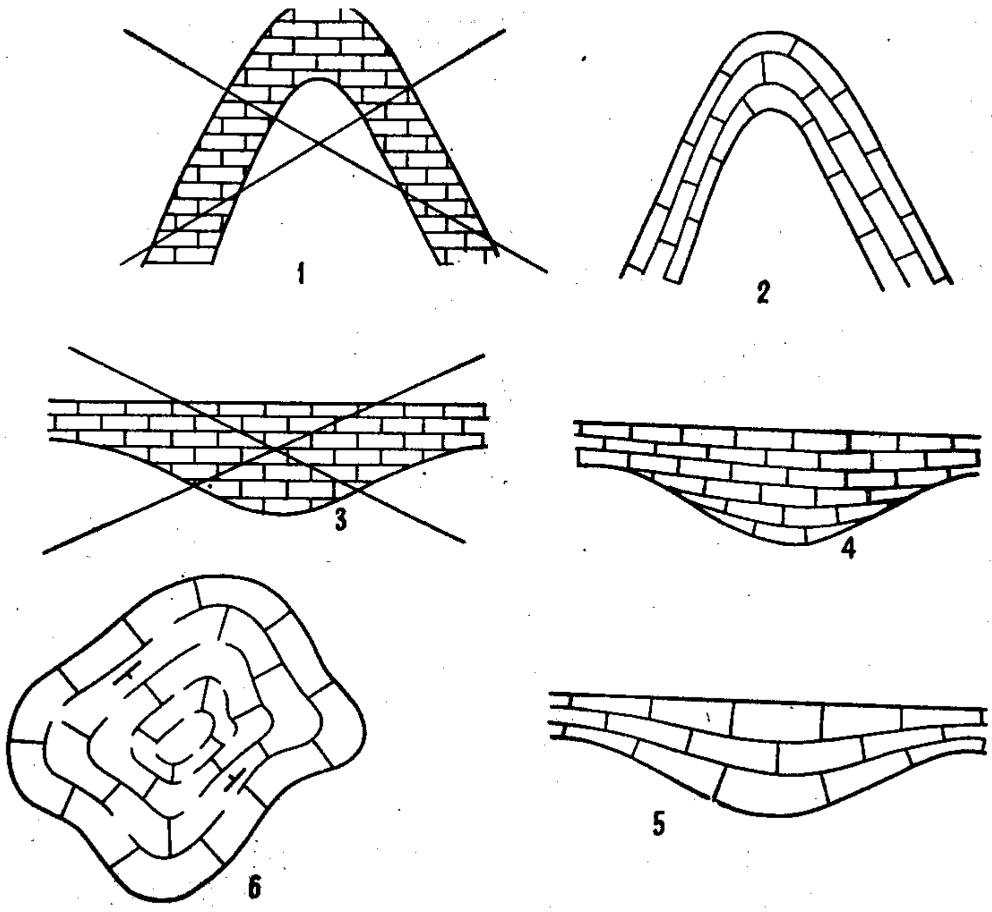


Рис. 3.8.2 (Казакова, Найдин, 1983). Неправильная (1, 3) и правильная рисовка линейного крапа

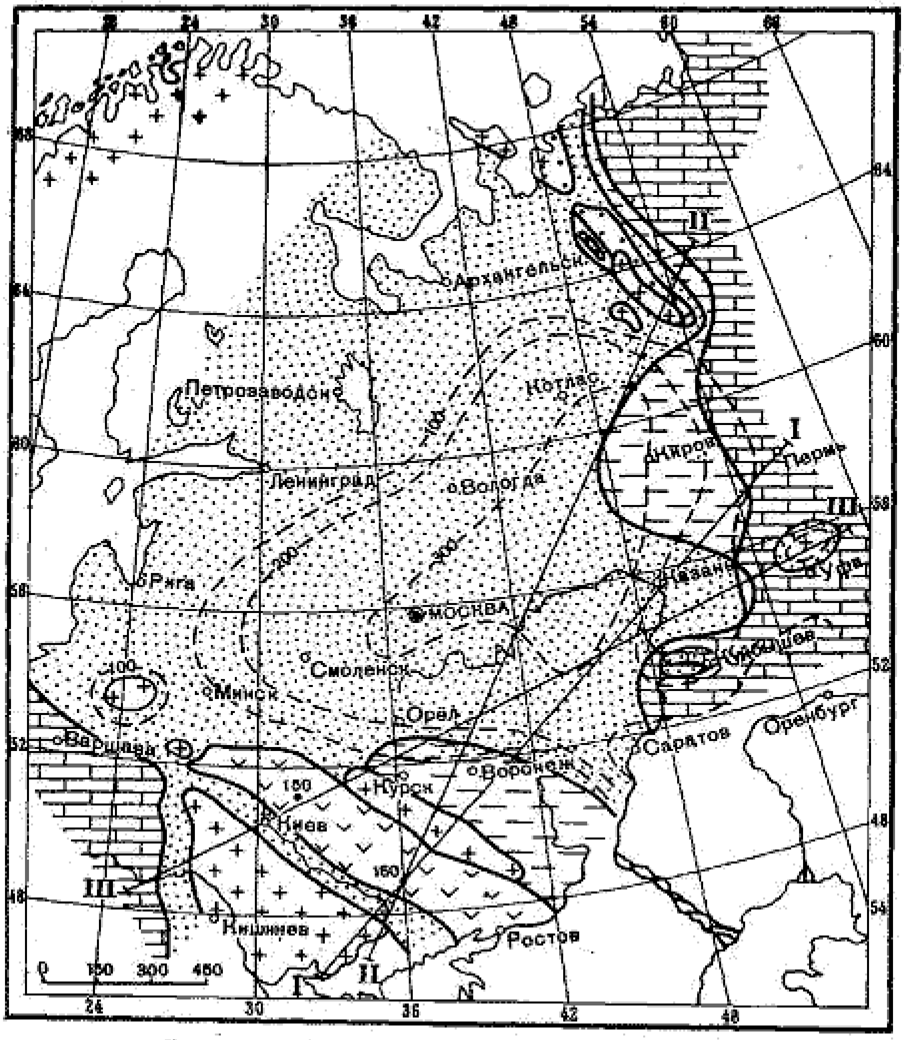


Рис. 3.8.3. Карта фаций и мощностей осадков конца живетского времени Восточно-Европейской платформы. Пунктирной линией показаны изопахиты сечением 100 м, сплошной линией показаны границы фаций (Историческая геология, 1985)

3.9. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ И ПРОФИЛИ

Палеогеографические реконструкции широко используются при детальных, в том числе поисковых, работах. На простых палеогеографических схемах (рис. 3.9.1) показыва-

ют только расположение моря и суши, на более сложных выделяются палеогеографические (древние ландшафтно-климатические) области, например: область денудации, прибрежная равнина, лагуна, мелководная область, глубоководная область. На детальных картах (схемах) могут быть показаны области континентального осадконакопления, подводного и наземного вулканизма, развития рифов и ледников, угольных бассейнов, расположение молодых складчатых областей (рис. 3.9.2). Такие карты, на которых отражены природные обстановки, контролирующие размещение полезных ископаемых помогают прогнозировать расположение крупных месторождений.

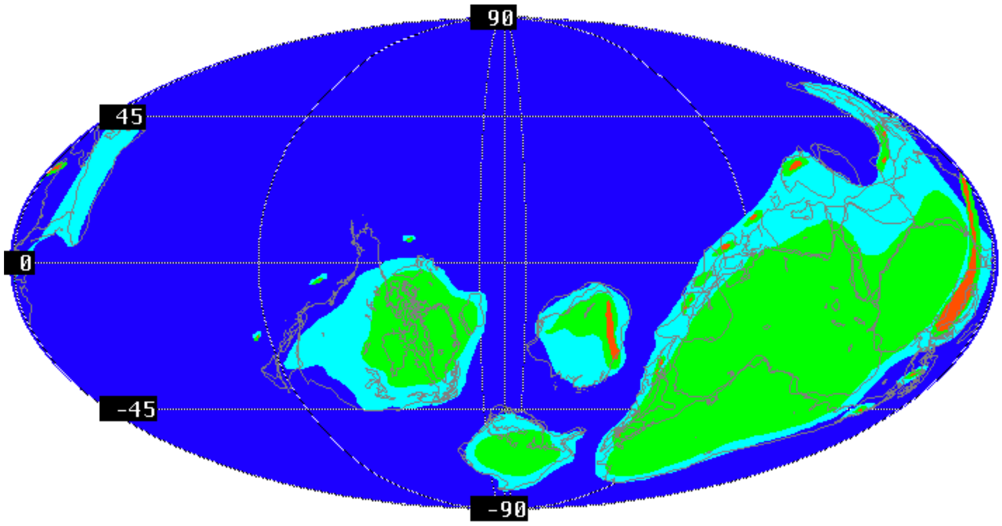


Рис. 3.9.1. Палеогеографическая карта мира для томмотского века (ранний кембрий). Примечание: черным цветом показана гидросфера Земли

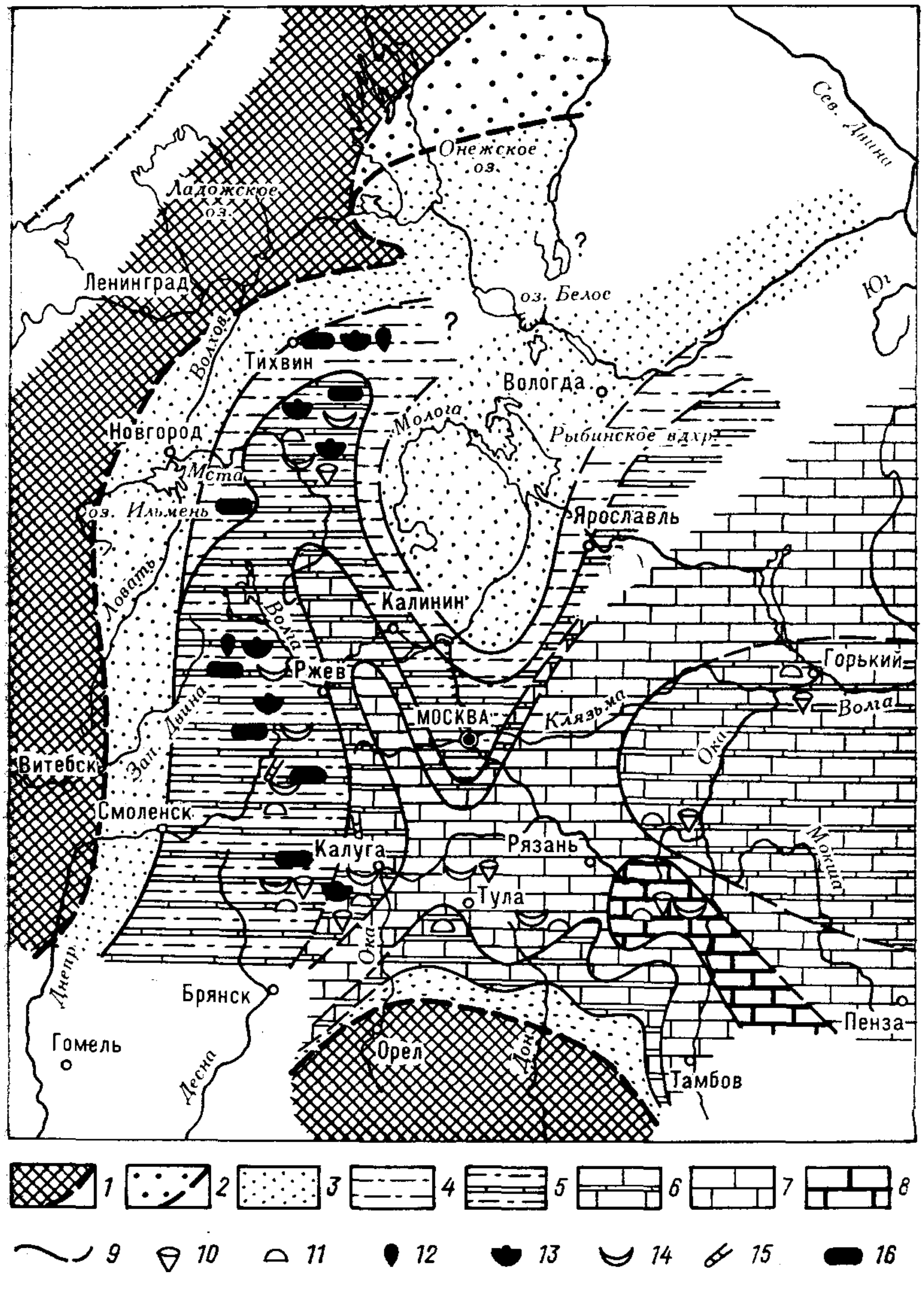


Рис. 3.9.2. Палеогеографическая карта центральных районов Европейской части России в алексинское время (ранний карбон) (Историческая геология, 1985)

1—области размыва; 2—суша с накоплением осадков; зоны: 3—прибрежно-континентальная, 4 — чередующихся континентальных и морских фаций, 5—прибрежное мелководье, 6—мелководье с накоплением карбонатных илов, 7—откры-

того моря, 8—скопления кораллов, криноидей: 9— границы зон; фауна (эврифациальные формы показаны черными значками): 10—одиночные ругозы, 11—колониальные ругозы, 12—лингулы, 13 — другие эврифациальные брахиоподы, 14 — гигантопродуктусы, стриатиферы, 15 — наутилоидеи, 16 — остракоды

Исходным материалом для построения палеогеографических карт являются карты фаций (§3.8). Интерпретация фаций для установления соответствующей ей палеогеографической области осуществляется применением анализа имеющихся данных по ее литологической и палеонтологической характеристике и данных о современном осадконакоплении и расселении организмов в морях и на континентах. Переход от карты фаций к палеогеографической происходит на основе актуалистических данных и закономерностях расположения фаций, выявленных фациальным анализом.

Палеогеографические карты отличаются от географических тем, что географическая карта составлена на конкретный момент, а палеогеографические карты на интервал времени, длительность которого может быть различной (век, эпоха, период). На палеогеографической карте отражена география земной поверхности в обобщенном и упрощенном виде, существовавшая на протяжении нескольких миллионов лет (век), десятков миллионов лет (эпоха) или даже сотен миллионов лет (период). Очевидно, что на протяжении такого периода времени ландшафтно-климатические области не были статичны, а изменялись.

Палеогеографические области, как правило, закрашивают цветами близкими к их современным аналогам на географических картах. Однако не все современные географические (или биономические) области можно установить для геологического прошлого. Во-первых, не всегда имеющийся фактический материал позволяет точно реконструировать ландшафт и климат далекого прошлого. Во-вторых, многие водные бассейны имели принципиально иное геоморфологическое строение по сравнению с современными морями и океанами. Например, многие «моря» в действительности представляли собой эпиконтинентальные бассейны – гигантские мелководные «лужи», которые покрывали затопленные трансгрессией участки платформ. В таких эпиконтинентальных морях не существовало шельфа, континентального склона и т.д. Следовательно, последних не будет на палеогеографических реконструкциях. Тем не менее, можно достоверно выделить следующие палеогеографические области.

Область денудации, которая характеризуется отсутствием отложений данного возраста (их мощность равна нулю) и представляет собой активно разрушающееся континентальное поднятие показывают красным цветом.

Прибрежную равнину с континентальными и прибрежными (переходными) фациями красят желтым цветом. На прибрежной равнине возможно найти одновременно континентальную флору и фауну и морскую фауну, которая, например, может быть выброшена на берег волнами или попасть туда во время прилива.

Лагуну, которой соответствует зеленый или фиолетовый цвет. В этой палеогеографической области часто фор-

мируются залежи соленосных, соленосно-карбонатных отложений, иногда встречаются угли.

Мелководно-морскую обстановку (голубой цвет) с многочисленными бентосными и нектонными формами ископаемых организмов, коралловыми рифами и терригенно-карбонатными или терригенно-кремнистыми породами.

Глубоководно-морскую обстановку (синий цвет) с планктонными и нектонными формами жизни и пелагическими карбонатными (известняк, писчий мел) или кремнистыми (диатомит, опока, сланец) породами.

Палеогеографические карты дополняются обычно профилями (см. рис. 3.3.14.), на которых можно проследить смену фаций и палеогеографических зон во времени и в пространстве. Принципиальным отличием палеогеографического профиля от фациального является оценка положения поверхности осадконакопления: выше нулевой отметки на суше или дифференцированная оценка глубины ее положения в море. Ниже поверхности осадконакопления отстраивается обычный фациальный профиль.

Глава 4. ДВИЖЕНИЕ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Структуры земной коры находятся в движении. По типу движения могут быть разделены на 2 группы: вертикальные (**например,** медленный подъем или опускание территорий или быстрое образование провалов из-за землетрясений – рис. 4.1) и горизонтальные (**например**, «дрейф» континентов – перемещение литосферных плит – рис. 4.2 или закрытие океанического бассейна с образованием горно-складчатого сооружения).

Одним из примеров вертикальных движений земной коры являются *эпейрогенические* (**например,** образование гор – рис. 4.3). Это медленные обратимые движения, в которые могут быть вовлечены крупные области (**например**, платформы). Обратимость движений означает возможность многократного повторения эпизодов погружения и поднятия. Их противоположностью (антиподом) являются *орогенические* движения. Это быстрые необратимые складкообразовательные движения. Необратимость означает невозможность восстановления первичного состояния слоев, смятых в складки (рис. 4.4). Орогенические движения связаны с фазами складчатости. Приведем **пример** некоторых фаз складчатости конца докембрия и фанерозоя (табл. 4).

Анализ *эпейрогенических* и *орогенических* движений является важной составляющей анализа истории геологического развития региона. Он используется в нескольких практических заданиях по курсу исторической геологии и на второй крымской практике для главы «история геологического развития».

Рис. 4.1. Провал – пример вертикальных движений земной коры

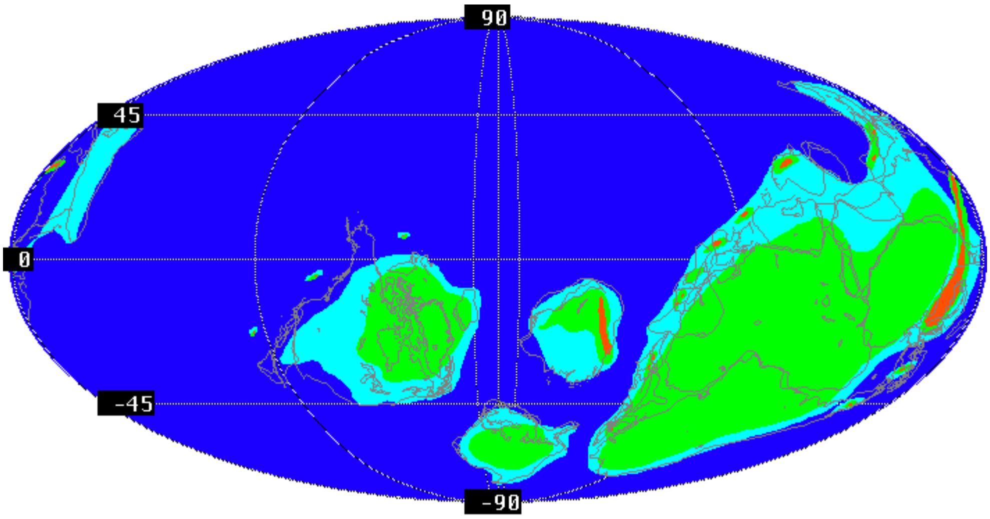


Рис. 4.2. Перемещение литосферных плит – пример горизонтальных движений земной коры. Положение континентов в кембрийском периоде отличается от современного

Табл. 4. Фазы складчатости конца докембрия и фанерозоя.

Тектоно-магматический этап	Фаза складчатости	Время
альпийский	незавершенная	-
	завершенная	граница Pg и N
мезозойский	ларамийская	граница K и Pg (MZ и KZ)
	верхоянская	граница K_1 и K_2
	невадийская	граница J и K
	индосинийская	граница T и J
герцинский	позднегерцинская	граница P и T (PZ и MZ)
	судетская	граница C_2 и C_3
каледонский	акадская	граница D_2 и D_3
	позднекаледонская	граница O и S
	таконская	граница Є и O
	салаирская	граница $Є_2$ и $Є_3$
	байкальская	граница R и V

Для оценки амплитуды (величины) эпейрогенических движений необходимо знать:

1) положение поверхности осадконакопления (определяется методом фациального анализа) и ееизменение с течением времени
2) мощность накопившихся осадков (известна).

Пример: морской бассейн. Глубина бассейна отражает положение поверхности осадконакопления (дна моря), но ниже

дна находится толща осадков и пород, сформировавшихся за какое-то определенное время. Сложим мощность осадков и пород и глубину моря и получим величину вертикального прогибания (погружения) участка земной коры за какое-то время.

Поверхность осадконакопления может быть выше нулевой отметки, **например**, находится в пределах континентальной равнины. В таком случае, величину вертикального прогибания за какое-то время можно определить, зная мощность накопившихся здесь пород за какое-то время. Определить высоту положения поверхности осадконакопления на древних континентах очень сложно, поэтому она не учитывается при расчете.

Поверхность осадконакопления может находиться на нулевой отметке (**например**, лагуна или дельта).

Пример стратиграфической колонки для построения графиков истории геологического развития и сами графики приведены на рис. 4.5. и 4.6.

Рис. 4.3. Южноамериканские Анды сформировались в результате эпейрогенических движений

Рис. 4.4. Орогенические движения происходят в масштабе геологического времени сравнительно мгновенно (занимают миллионы лет), как автомобильные аварии. Кузов автомашины может быть заново восстановлен, а смятые в складки слои горных пород не могут быть распрямлены

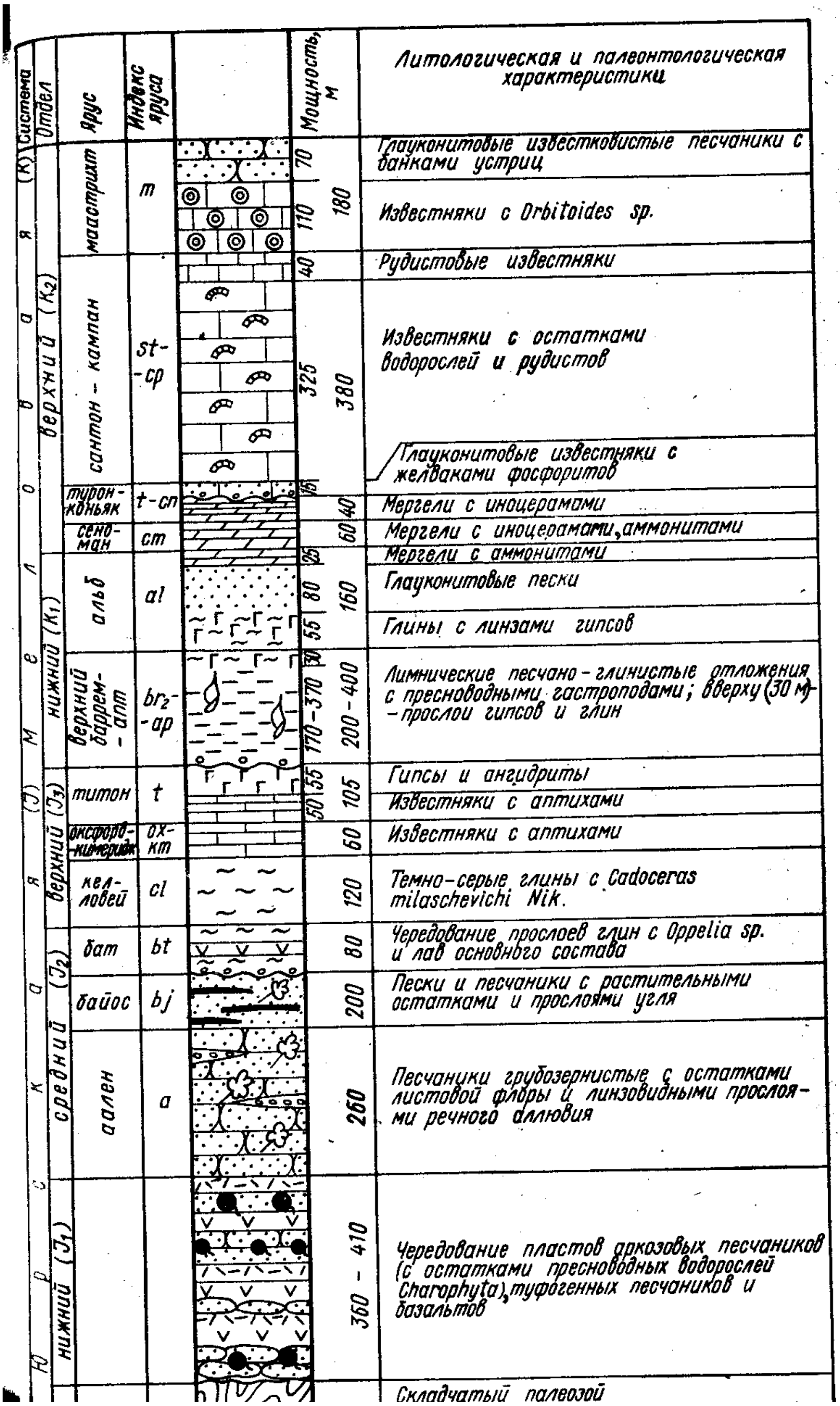


Рис. 4.5. Пример стратиграфической колонки для построения графиков истории геологического развития (Казакова, Найдин, 1983)

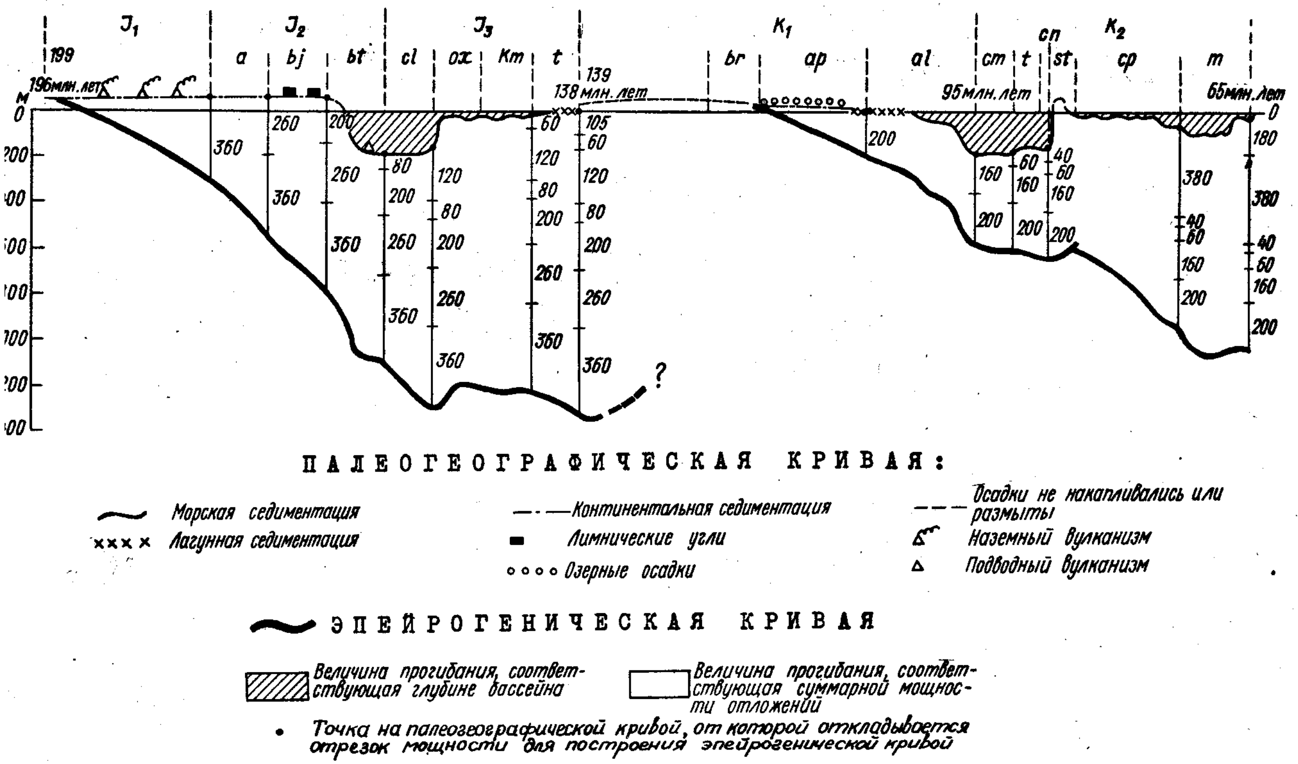


Рис. 4.6. Пример графиков истории геологического развития, построенных для разреза на рис. 4.5 (Казакова, Найдин, 1983). Мощность осадков откладывается от палеогеографической кривой (верхний график) для построения эпейрогенической кривой (нижний график). В случае длительного перерыва в осадконакоплении или орогенических движений график эпейрогенической кривой разрывается

Глава 5. АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Анализ геологических разрезов позволяет геологам выяснить историю геологического развития рассматриваемого района (Историческая геология, 1985).

Анализ разреза включает следующий комплекс исследований:

1. Определение последовательности образования слоев;
2. Определение возраста пород, по возможности каждой толщи, пачки, слоя;
3. Генетический анализ всех пород, слагающих разрез. Фациальный анализ можно провести, если есть несколько разрезов;
4. Расшифровка истории тектонического развития данного участка земной коры;
5. Выяснение истории магматизма.

Пример (Историческая геология, 1985): проведем анализ геологического разреза Полюдова кряжа, располагающегося на стыке Тимана и Урала (рис. 4.1), и несколькихразрезов палеозоя Восточного Казахстана. Первоначальные исследования этого комплекса (п. 1 и п. 2) уже выполнены. Определены: последовательность образования слоев (№1) и возраст толщ (№2).

Фациальный анализ всех пород, слагающих разрез (№3) может быть приведен в сокращенном виде в **качестве примера только** для силурийских отложений. Рассмотрим колонки разрезов силура, следующие друг за другом с запада на восток (рис. 4.1, в). Фациальный анализ слагается из трех видов исследований:

1) определения условий обитания организмов;
2) определения условий накопления осадков;

3) анализа фациальной изменчивости отложений.

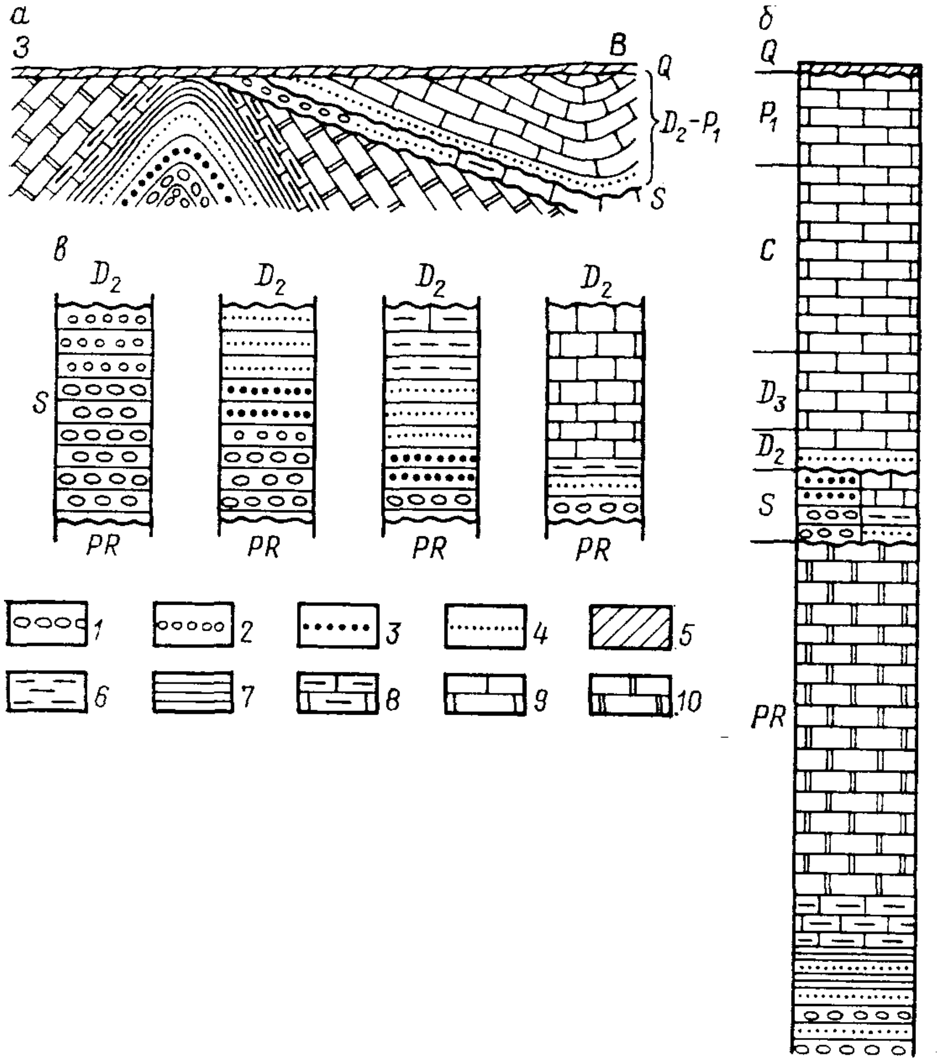


Рис. 4.1. Геологический разрез Полюдова кряжа (Историческая геология, 1985): а—профиль; б—стратиграфическая колонка; в—колонки силурийских отложении. 1, 2—конгломераты (1—галечные, 2— мелкогалечные); 3—гравелиты; 4—песчаники; 5—суглинки; 6—аргиллиты; 7— сланцы; 8—мергели; 9—известняки; 10 — доломиты

В первом, самом западном, **разрезе** вскрыты внизу валунные и грубогалечные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу мелкогалечными и гравелитами. **Второй разрез**

сложен такими же породами, но отличается от первого уменьшением размеров обломочного материала; верхняя часть толщи состоит из крупнозернистых песчаников. В **третьем разрезе** размер обломков становится еще меньше, вверху появляются глинистые и карбонатно-глинистые отложения. **Четвертый**, самый восточный, **разрез** сложен в основном карбонатными породами, и только внизу присутствует обломочный материал.

Для *биофациального анализа* нужны окаменелости, которые обнаружены в последних трех выходах. В верхней части **второго разреза** и средней части **третьего** в песчаниках найдены обломки раковин *двустворчтых моллюсков*. В глинистых породах **третьего** и **четвертого разрезов** присутствуют створки раковин *беззамковых брахиопод*. В карбонатных отложениях найдены раковины *замковых брахиопод*, многочисленные фрагменты стеблей *морских лилий*, *табуляты*, *одиночные* и *колониальные ругозы* (некоторые из них в прижизненном положении), обломки и целые скелеты *мшанок*, а также *гастропод*, *наутилоидей* и *ракоскорпионов*. Палеонтологическая характеристика позволяет уверенно сделать вывод о существовании на востоке моря *нормальной солености, теплого, мелководного,* благоприятного для обитания разнообразной морской фауны (рис. 4.2). Обломки раковин в песчаниках свидетельствуют о захоронении их в подвижной среде.

Рис. 4.2. Предполагаемая реконструкция силурийского моря района Полюдова кряжа

Литофациальный анализ основывается на *текстурных* и *структурных* особенностях пород в разных разрезах. В **восточных разрезах** наблюдается горизонтальная (параллельная) слоистость отложений. Поверхности напластования более или менее ровные со следами жизнедеятельности илоядных форм. В **западных разрезах** хорошо видна косая слоистость. Массовые измерения слоев в косых сериях пока-

зали преобладающее падение на восток. Поверхности напластования несут знаки струй, потоков, ориентированные примерно в широтном направлении. Встречаются в песчаниках знаки несимметричной ряби. Следовательно, на западе была подвижная среда осадконакопления, а на востоке — сравнительно спокойная.

Состав обломочного материала (твердый минерал— кварц), форма галек (более или менее изометричная), следы переноса (все гальки по степени окатанности — полуугловатые) указывают **на деятельность водных потоков**. Хотя удлиненные и плоские гальки встречаются крайне редко, по измерениям 300 удлиненных галек установлена их преимущественно **широтная ориентировка**.

Анализ фациальной изменчивости состоит в изучении:

1. распространения отложений по площади;
2. изменения отложений по территории развития (смены по простиранию);
3. взаимоотношений с выше- и нижележащими отложениями;
4. мощности.

Разновидности силурийских отложений сменяют друг друга **постепенно вверх по разрезу** и **по простиранию**. Установлено закономерное уменьшение обломочного материала **вверх по разрезу** и **в восточном направлении**. В этом же направлении появляется карбонатный цемент в обломочных породах, меняется состав отложений. Мощность конгломератов в западных разрезах достигает 300 м, мощность карбонатно-глинистых отложений на востоке 160—200 м.

Грубообломочные породы в плане слагают неодинаковую по ширине, с пережимами полосу.

Основные выводы о палеогеографии района Полюдова кряжа в силуре. Морской бассейн нормальной солености находился дальше **на востоке**, а здесь располагалась его прибрежная часть, куда водными потоками с суши, находившейся **на западе**, приносился обломочный материал. Мономинеральный состав свидетельствует не только о дальности переноса, в процессе которого были разрушены менее устойчивые минералы и скатались обломки кварца, но, вероятно, и о длительном разрушении пород в области питания еще до начала их сноса.

Расшифровка тектонических движений данного участка земной коры (№4). **Во-первых,** необходимо выяснить смену фаций в разрезе и на площади. Палеогеография силура, изменение характера отложений по простиранию и вверх по разрезу говорят о постепенном опускании района и наступании моря (*трансгрессии*) в западном направлении. Прогибание в протерозое доказывается сменой грубозернистых мелководных отложений более глубоководными.

Во-вторых, проводится анализ **стратиграфических несогласий**. В разрезе есть **два стратиграфических несогласия**: между силуром и протерозоем и между силуром и средним девоном. Второе несогласие вызвано довольно быстрым поднятием. Если бы погружение до этого поднятия стало замедляться и, было постепенным, в разрезе произошло бы повторение (почти зеркальное отражение) отложений разных фаций: глубоководные отложения сменились бы мелководными и прибрежными, т. е. наблюдался бы полный

непрерывный трангрессивно-регрессивный комплекс (цикл). В рассматриваемом разрезе присутствуют только неполные циклы.

Стратиграфическое несогласие может быть вызвано и *подводными размывами*. При анализе несогласия важно выяснить: «выпавшие» из разреза толщи здесь не отлагались совсем или они уничтожены последующим размывом? Для этого изучают отложения непосредственно выше несогласия и в обломочном материале отыскивают следы исчезнувшей толщи (органические остатки, характерные минералы). **В изучаемом разрезе** установлено, что в раннем девоне весь этот район был сушей, областью размыва.

В-третьих, проводят анализ **структурных несогласий**, вызванных складчатыми движениями. Структурных несогласий в разрезе одно: между протерозоем и силуром. **Установлено одно несогласие, а складчатостей было две**: первая — после накопления протерозойских толщ, но до силура; вторая—после ранней перми, до четвертичного периода. В дальнейшем, по мере прохождения курса, уточнится время проявления складчатостей: структуры этого района созданы *байкальской* (в конце протерозоя) и *герцинской* (в конце палеозоя) складчатостями.

Таким образом, в результате анализа геологического разреза **восстановлена геологическая история района** Полюдова кряжа. В позднем протерозое на фоне интенсивного погружения идет накопление терригенных и карбонатных отложений. В конце протерозоя проявляется складчатость, на месте морского бассейна возникают складчатые горы. Они постепенно разрушаются, на выровненную поверхность

в силуре наступает море. После краткого поднятия в раннем девоне здесь снова идет интенсивное осадконакопление в морских условиях, продолжавшееся до раннепермской эпохи включительно. В конце палеозоя проявляется складчатость и весь этот район становится областью разрушения.

Выяснение истории магматизма (№5) на **примере** схематических разрезов палеозойских отложений Восточного Казахстана (рис. 2.5) приведено в разделе 2.5.

ПРАКТИКУМ ПО ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Материал, изложенный в главе 4 является примером выполнения **задания «блок-диаграмма»** и пояснительной записки к нему из курса исторической геологии и примером написания **главы «история геологического развития» в отчете по второй крымской геологической практике**. Описание истории геологического развития может быть дополнено графиками истории геологического развития (палеогеографической, эпейрогенической и орогенической кривыми).

Глава 6. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твердой Земли и одевает планету почти сплошным слоем, изменяя свою мощность от 0 на некоторых участках срединно-океанических хребтов и океанских разломов до 70—75 км под высокими горными сооружениями (Хаин, Ломизе, 1995). Мощность коры на континентах, определяемая по возрастанию скорости прохождения продольных сейсмических волн до 8—8,2 км/с (*граница Мохоровичича*, или *граница Мохо*), достигает 30—75 км, а в океанических впадинах 5—15 км. **Первый тип земной коры** был назван *океаническим,* **второй** — *континентальным.*

Океанская кора занимает 56% земной поверхности и обладает небольшой мощностью – 5–6 км. В ее строении выделяется три слоя (Хаин, Ломизе, 1995).

Первый, или *осадочный,* слой мощностью не более 1 км встречается в центральной части океанов и достигает мощности 10–15 км на их периферии. Он полностью отсутствует в осевых зонах срединно-океанических хребтов. В состав слоя входят глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки (рис. 6.1). Карбонатные осадки распространены не глубже критической глубины накопления карбонатов. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши; это так называемые гемипелагические осадки. Скорость распространения продольных сейсмических волн здесь составляет 2–5 км/с. Возраст осадков этого слоя не превышает 180 млн лет.

Второй слой в своей основной верхней части (2А) сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелаги-

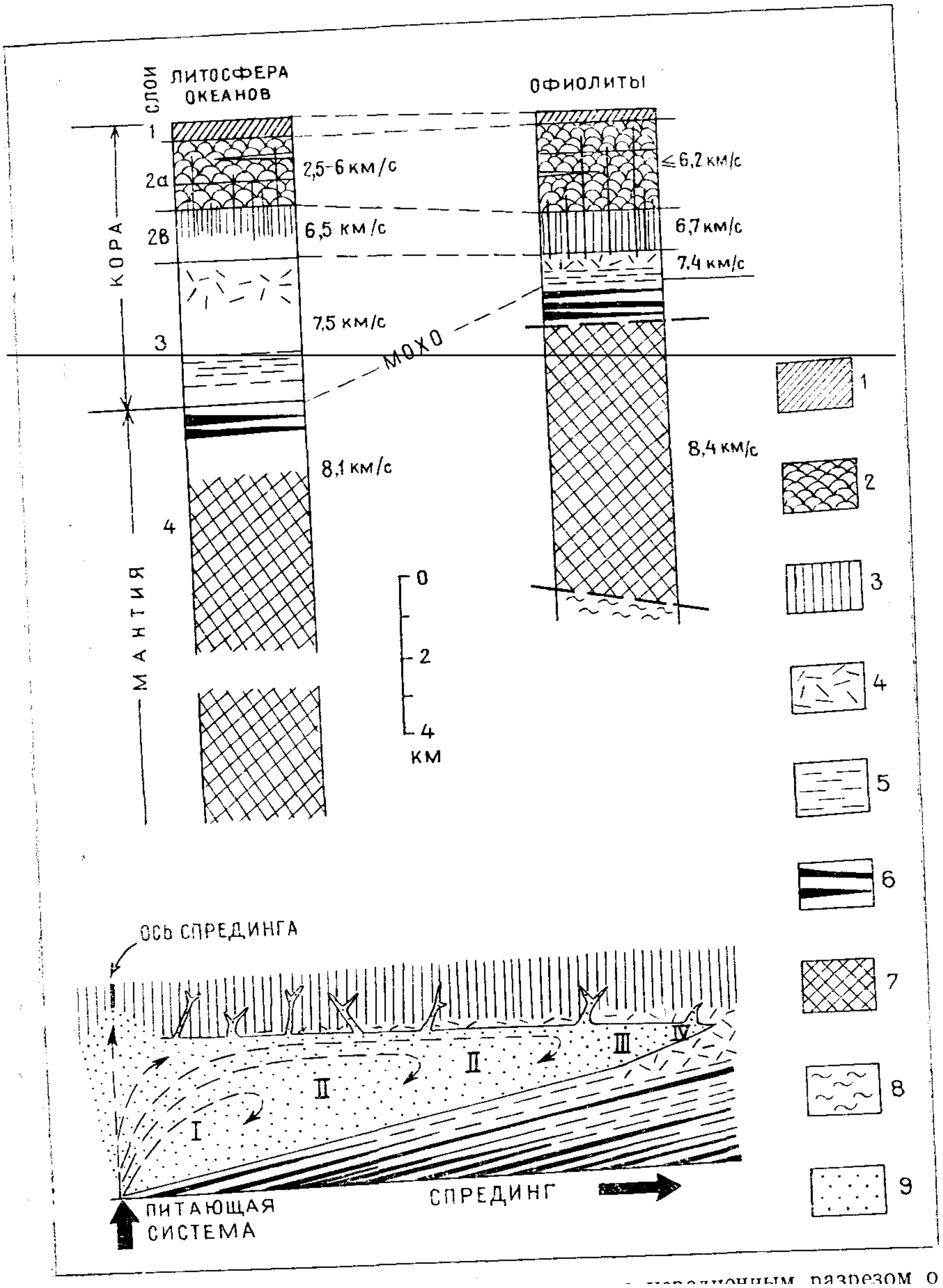


Рис. 6.1. Разрез литосферы океанов в сравнении с усредненным разрезом офиолитовых аллохтонов. Внизу – модель формирования главных единиц разреза в зоне океанского спрединга (Хаин, Ломизе, 1995). Условные обозначения: 1 –

пелагические осадки; 2 – излившиеся базальты; 3 – комплекс параллельных даек (долериты); 4 – верхние (не расслоенные) габброиды и габбро-долериты; 5, 6 – расслоенный комплекс (кумуляты): 5 – габброиды, 6 – ультрабазиты; 7 – тектонизированные перидотиты; 8 – базальный метаморфический ореол; 9 – базальтовая магма смена I–IV – последовательная смена условий кристаллизации в очаге по мере удаления от оси спрединга

ческих осадков; базальты нередко обладают характерной подушечной (в поперечном сечении) отдельностью (пиллоу-лавы), но встречаются и покровы массивных базальтов. В нижней части второго слоя (2B) развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность 2-го слоя 1,5–2 км, а скорость продольных сейсмических волн 4,5–5,5 км/с.

Третий слой океанской коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и подчиненно ультраосновного состава. В его верхней части обычно развиты породы типа габбро, а нижнюю часть составляет «полосчатый комплекс», состоящий из чередования габбро и ультрамафитов. Мощность 3-го слоя 5 км. Скорость продольных волн в этом слое достигает 6–7,5 км/с.

Считается, что породы 2-го и 3-го слоев образовались одновременно с породами 1-го слоя.

Океанская кора, вернее кора океанского типа, не ограничивается в своем распространении ложем океанов, а развита также в глубоководных котловинах окраинных морей, таких как Японское море, Южно-Охотская (Курильская) котловина Охотского моря, Филиппинское, Карибское и многие другие

моря. Кроме того, имеются серьезные основания подозревать, что в глубоких впадинах континентов и мелководных внутренних и окраинных морей типа Баренцева, где мощность осадочного чехла составляет 10—12 км и более, он подстилается корой океанского типа; об этом свидетельствуют скорости продольных сейсмических волн порядка 6,5 км/с.

Выше говорилось, что возраст коры современных океанов (и окраинных морей) не превышает 180 млн лет. Однако в пределах складчатых поясов континентов мы находим и гораздо более древнюю, вплоть до раннедокембрийской, кору океанского типа, представленную так называемыми *офиолитовыми комплексами* (или просто офиолитами). Термин этот принадлежит немецкому геологу Г. Штейнманну и был предложен им еще в начале XX в. для обозначения характерной «триады» пород, обычно встречающихся вместе в центральных зонах складчатых систем, а именно серпентинизированных ультрамафитов (аналог слоя 3), габбро (аналог слоя 2В), базальтов (аналог слоя 2А) и радиоляритов (аналог слоя 1). Сущность этого парагенеза пород долго интерпретировалась ошибочно, в частности, габбро и гипербазиты считались интрузивными и более молодыми, чем базальты и радиоляриты. Только в 60-г годы, когда были получены первые достоверные сведения о составе океанской коры, стало очевидным, что офиолиты—это океанская кора геологического прошлого. Это открытие имело кардинальное значение для правильного понимания условий зарождения подвижных поясов Земли.

Структуры земной коры океанов

Области сплошного распространения *земной коры океанического типа* выражены в рельефе Земли *океаническими впадинами*. В пределах океанических впадин выделяются два крупнейших элемента: *океанические платформы* и *океанические орогенные пояса*. *Океанические платформы* (или талассократоны) в рельефе дна имеют вид обширных абиссальных плоских или холмистых равнин. К *океаническим орогенным поясам* относятся срединно-океанические хребты, имеющие высоту над окружающей равниной до 3 км (местами поднимаются в виде островов над уровнем океана). Вдоль оси хребта часто прослеживается зона рифтов — узких грабенов шириной 12—45 км при глубине до 3—5 км, указывающих на господство в этих участках растяжения земной коры. Для них характерны высокая сейсмичность, резко повышенный тепловой поток, низкая плотность верхней мантии. Геофизические и геологические данные свидетельствуют о том, что мощность осадочного покрова уменьшается по мере приближения к осевым зонам хребтов, а океаническая кора испытывает заметное поднятие.

Следующий крупный элемент земной коры — **переходная зона** между континентом и океаном. Это область максимального расчленения земной поверхности, где находятся *островные дуги*, отличающиеся высокой сейсмичностью и современным андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом, глубоководные желоба и глубоководные впадины окраинных морей. Очаги землетрясений образуют здесь сейсмофокальную зону (зону Беньофа—Заварицкого), погружающуюся под континенты. Переходная зона наиболее

ярко проявлена в западной части Тихого океана. Для нее характерен промежуточный тип строения земной коры.

Континентальная кора (Хаин, Ломизе, 1995) распространена не только в пределах собственно континентов, т. е. суши, за возможным исключением наиболее глубоких впадин, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и отдельных участков внутри океанских бассейнов—микроконтинентов. Тем не менее общая площадь развития континентальной коры меньше, чем океанской, и составляет 41% земной поверхности. Средняя мощность континентальной коры 35—40 км; она уменьшается к окраинам континентов и в пределах микроконтинентов и возрастает под горными сооружениями до 70—75 км.

В общем, **континентальная кора**, так же как и океанская, имеет трехслойное строение, но состав слоев, особенно двух нижних, существенно отличается от наблюдаемых в океанской коре.

1. Осадочный слой, обычно именуемый осадочным чехлом. Его мощность изменяется от нуля на щитах и менее крупных поднятиях фундамента платформ и осевых зон складчатых сооружений до 10 и даже 20 км во впадинах платформ, передовых и межгорных прогибах горных поясов. Правда, в этих впадинах кора, подстилающая осадки и обычно называемая *консолидированной,* может уже быть ближе по своему характеру к океанской, чем к континентальной. В состав осадочного слоя входят различные осадочные породы преимущественно континентального или мелководного морского, реже батиального (опять-таки в пределах глубоких впадин) происхождения, а также, далеко

не повсеместно, покровы и силлы основных магматических пород, образующие трапповые поля. Скорость продольных волн в осадочном слое составляет 2,0—5,0 км/с с максимумом для карбонатных пород. Возрастной диапазон пород осадочного чехла—до 1,7 млрд лет, т. е. на порядок выше, чем осадочного слоя современных океанов.

2. Верхний слой консолидированной коры выступает на дневную поверхность на щитах и массивах платформ и в осевых зонах складчатых сооружений; он вскрыт на глубину 12 км в Кольской скважине и на значительно меньшую глубину в скважинах в Волго-Уральской области на Русской плите, на плите Мидконтинента США и на Балтийском щите в Швеции. Золотодобывающая шахта в Южной Индии прошла по данному слою до 3,2 км, в Южной Африке—до 3,8 км. Поэтому состав этого слоя, по крайней мере его верхней части, в общем хорошо известен—главную роль в его сложении играют различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и граниты, в связи с чем он нередко именуется гранито-гнейсовым. Скорость продольных волн в нем составляет 6,0—6,5 км/с. В фундаменте молодых платформ, имеющем рифейско-палеозойский или даже мезозойский возраст, а частично и во внутренних зонах молодых складчатых сооружений этот же слой сложен менее сильнометаморфизованными (зеленосланцевая фация вместо амфиболитовой) породами и содержит меньше гранитов; поэтому здесь его часто называют *гранитно-метаморфическим слоем,* а типичные скорости продольных воли в нем порядка 5,5—6,0 км/с. Мощность данного слоя коры достигает 15—20 км на платформах и 25—30 км в горных сооружениях.

3. Нижний слой консолидированной коры. Первоначально предполагалось, что между двумя слоями консолидированной коры существует четкая сейсмическая граница, получившая по имени ее первооткрывателя—немецкого геофизика—название границы Конрада. Бурение только что упоминавшихся скважин поставило под сомнение существование такой четкой границы; иногда вместо нее сейсмика обнаруживает в коре не одну, а две ($К_1$ и $К_2$) границы, что дало основание выделить в нижней коре два слоя (рис. 6.2). Состав пород, слагающих нижнюю кору, как отмечалось, недостаточно известен, так как скважинами она не достигнута, а на поверхности обнажается фрагментарно. Исходя из

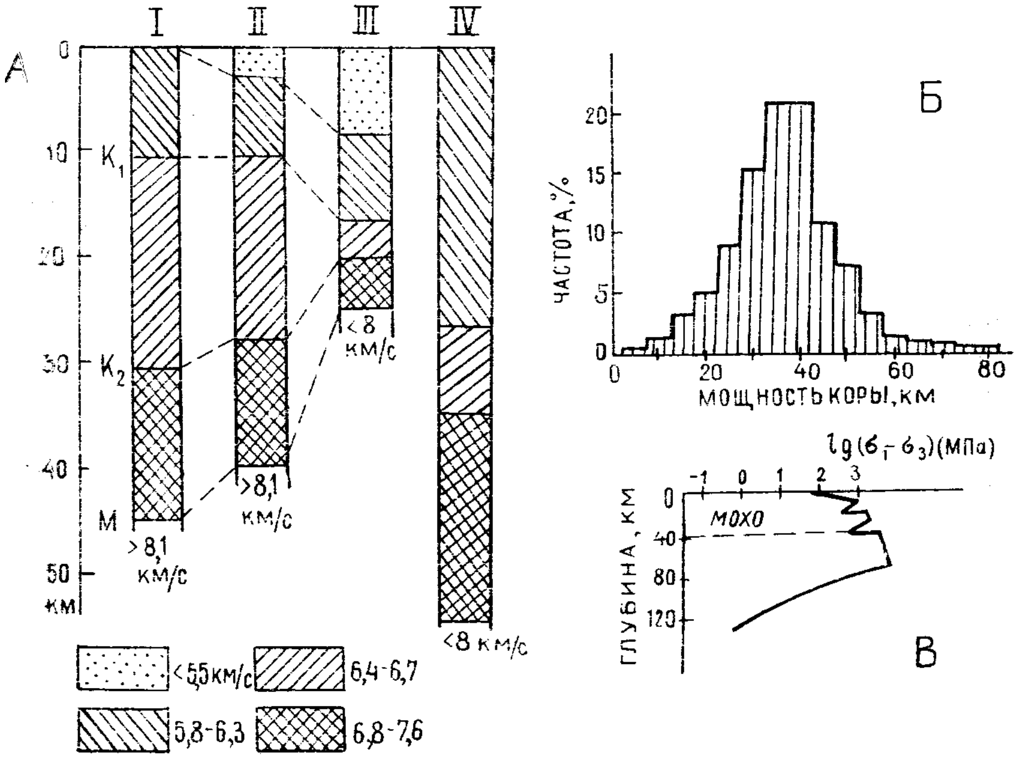


Рис. 6.2. Строение и мощность континентальной коры (Хаин, Ломизе, 1995). А — главные типы разреза по сейсмическим данным: I—II — древние платформы (I — щиты, II

— синеклизы), III — шельфы, IV —молодые орогены. K_1, K_2—поверхности Конрада, М—поверхность Мохоровичича, скорости указаны для продольных волн; Б — гистограмма распределения мощностей континентальной коры; В — профиль обобщенной прочности

общих соображений, В. В. Белоусов пришел к заключению, что в нижней коре должны преобладать, с одной стороны, породы, находящиеся на более высокой ступени метаморфизма и, с другой стороны, породы более основного состава, чем в верхней коре. Поэтому он назвал этот слой коры *гранулит-базитовым.* Предположение Белоусова в общем подтверждается, хотя обнажения показывают, что в сложении нижней коры участвуют не только основные, но и кислые гранулиты. В настоящее время большинство геофизиков различают верхнюю и нижнюю кору по другому признаку— по их отличным реологическим свойствам: верхняя кора жесткая и хрупкая, нижняя—пластичная. Скорость продольных волн в нижней коре 6,4—7,7 км/с; принадлежность к коре или мантии низов этого слоя со скоростями более 7,0 км/с нередко спорна.

Между двумя крайними типами земной коры—океанским и континентальным — существуют переходные типы. Один из них — *субокеанская кора* — развит вдоль континентальных склонов и подножий и, возможно, подстилает дно котловин некоторых не очень глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Субокеанская кора представляет собой утоненную до 15—20 км и пронизанную дайками и силлами основных магматических пород континентальную

кору. Она вскрыта скважиной глубоководного бурения у входа в Мексиканский залив и обнажена на побережье Красного моря. Другой тип переходной коры — *субконтинентальный* —образуется в том случае, когда океанская кора в энсима-тических вулканических дугах превращается в континентальную, но еще не достигает полной «зрелости», обладая пониженной, менее 25 км, мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн — не более 5,0—5,5 км/с в низах коры.

Некоторые исследователи выделяют в качестве особых типов еще две разновидности океанской коры, о которых уже шла речь выше; это, во-первых, утолщенная до 25—30 км океанская кора внутренних поднятий океана (Исландия и др.) и, во-вторых, кора океанского типа, «надстроенная» мощным, до 15—20 км, осадочным чехлом (Прикаспийская впадина и др.).

Поверхность Мохоровичича и состав верхней мантии. Граница между корой и мантией, обычно сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5—7,7 до 7,9—8,2 км/с, известна как поверхность Мохоровичича (или просто Мохо и даже М), по имени установившего ее хорватского геофизика. В океанах эта граница отвечает переходу от полосчатого комплекса 3-го слоя с преобладанием габброидов к сплошным серпентинизированным перидотитам (гарцбургитам, лерцолитам), реже дунитам, местами выступающим на поверхность дна, а в скалах Сан-Паулу в Атлантике против берегов Бразилии и на о. Забаргад в Красном море, возвышающимся над поверхно-

стью океана. Верхи океанской мантии можно наблюдать местами на суше в составе низов офиолитовых комплексов. Их мощность в Омане достигает 8 км, а в Папуа-Новой Гвинее, возможно, даже 12 км. Сложены они перидотитами, в основном гарцбургитами (Хаин, Ломизе, 1995).

Изучение включений в лавах и кимберлитах из трубок показывает, что и под континентами верхняя мантия в основном сложена перидотитами, причем как здесь, так и под океанами в верхней части это шпинелевые перидотиты, а ниже—гранатовые. Но в континентальной мантии, по тем же данным, кроме перидотитов в подчиненном количестве присутствуют эклогиты, т. е. глубокометаморфизованные основные породы. Эклогиты могут представлять собой метаморфизованные реликты океанской коры, затащенные в мантию в процессе поддвига этой коры (субдукции).

Верхняя часть мантии вторично обеднена рядом компонентов: кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями и другими некогерентными элементами благодаря выплавлению из нее базальтовых пород земной коры. Эта «истощенная» («деплетированная») мантия простирается под континентами на большую глубину (охватывая всю или почти всю ее литосферную часть), чем под океанами, сменяясь глубже «неистощенной» мантией. Средний первичный состав мантии должен быть близок к шпинелевому лерцолиту или гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1, названной австралийским ученым А. Е. Рингвудом *пиролитом.*

На глубине около 400 км начинается быстрое возрастание скорости сейсмических волн; отсюда до 670 км про-

стирается *слой Голицына,* названный так в честь русского сейсмолога Б.Б. Голицына. Его выделяют еще в качестве средней мантии, или *мезосферы* — переходной зоны между верхней и нижней мантией. Возрастание скоростей упругих колебаний в слое Голицына объясняется увеличением плотности вещества мантии примерно на 10% в связи с переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина в шпинель, пироксена в гранат.

Нижняя мантия (Хаин, Ломизе, 1995) начинается с глубины порядка 670 км. Нижняя мантия должна быть сложена в основном перовскитом ($MgSiO_3$) и магнезиовюститом (Fe, Mg)O — продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию. Ядро Земли в своей внешней части, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее—снова твердым. Конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли. Состав ядра подавляющим большинством геофизиков принимается железным. Но опять же по экспериментальным данным приходится допустить некоторую примесь никеля, а также серы, либо кислорода, либо кремния, чтобы объяснить пониженную плотность ядра по сравнению с определенной для чистого железа.

По данным сейсмотомографии, **поверхность ядра** является неровной и образует выступы и впадины с амплитудой до 5—6 км. На границе мантии и ядра выделяют переходный слой с индексом D'' (кора обозначается индексом A, верхняя мантия—B, среднюю—C, нижнюю — D, верхнюю часть нижней мантии D'). Мощность слоя D'' местами достигает 300 км.

Литосфера и астеносфера. В отличие от коры и мантии, выделяемым по геологическим данным (по вещественному составу) и данным сейсмологии (по скачку скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича), литосфера и астеносфера—понятия чисто физические, вернее реологические. Исходным основанием для выделения астеносферы—ослабленной, пластичной оболочки. подстилающей более жесткую и хрупкую литосферу,—была необходимость объяснения факта изостатической уравновешенности коры, обнаруженного при измерениях силы тяжести у подножия горных сооружений. Первоначально ожидалось, что такие сооружения, особенно столь грандиозные, как Гималаи, должны создавать избыточное притяжение. Однако когда в середине XIX в. были произведены соответствующие измерения, оказалось, что такого притяжения не наблюдается. Следовательно, даже крупные неровности рельефа земной поверхности чем-то компенсированы, уравновешены на глубине для того, чтобы на уровне земной поверхности не проявлялось значительных отклонений от средних значений силы тяжести. Таким образом, исследователи пришли к выводу что имеется общее стремление земной коры к уравновешенности за счет мантии; явление это получило название *изостазии* (Хаин, Ломизе, 1995).

Существуют два способа осуществления изостазии. Первый заключается в том, что горы обладают корнями, погруженными в мантию, т. е. изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры и нижняя поверхность последней обладает рельефом, обратным рельефу земной поверхности; это гипотеза английского астронома Дж. Эри

(рис. 6.3). В региональном масштабе она обычно оправдывается, так как горные сооружения действительно обладают более толстой корой и максимальная толщина коры наблюдается у наиболее высоких из них (Гималаи, Анды, Гиндукуш, Тянь-Шань и др.). Но возможен и другой механизм реализации изостазии: участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а участки пониженного—более плотными; это гипотеза другого английского ученого—Дж. Пратта. В этом случае подошва земной коры может быть даже горизонтальной. Уравновешенность континентов и океанов достигается комбинацией обоих механизмов—кора под океанами и много тоньше, и заметно плотнее, чем под континентами.

Большая часть поверхности Земли находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Наибольшие отклонения от изостазии—изостатические аномалии—обнаруживают островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба.

Для того чтобы стремление к изостатическому равновесию было эффективным, т. е. под дополнительной нагрузкой происходило бы погружение коры, а при снятии нагрузки — ее подъем, надо, чтобы под корой существовал достаточно пластичный слой, способный к перетеканию из областей повышенного геостатического давления в области пониженного давления. Именно для этого слоя, первоначально выделенного гипотетически, американский геолог Дж. Баррелл и предложил в 1916 г. название *астеносфера,* что оз начает «слабая оболочка». Это предположение было подтверждено лишь много позднее, в 60-е годы, когда сейсмоло-

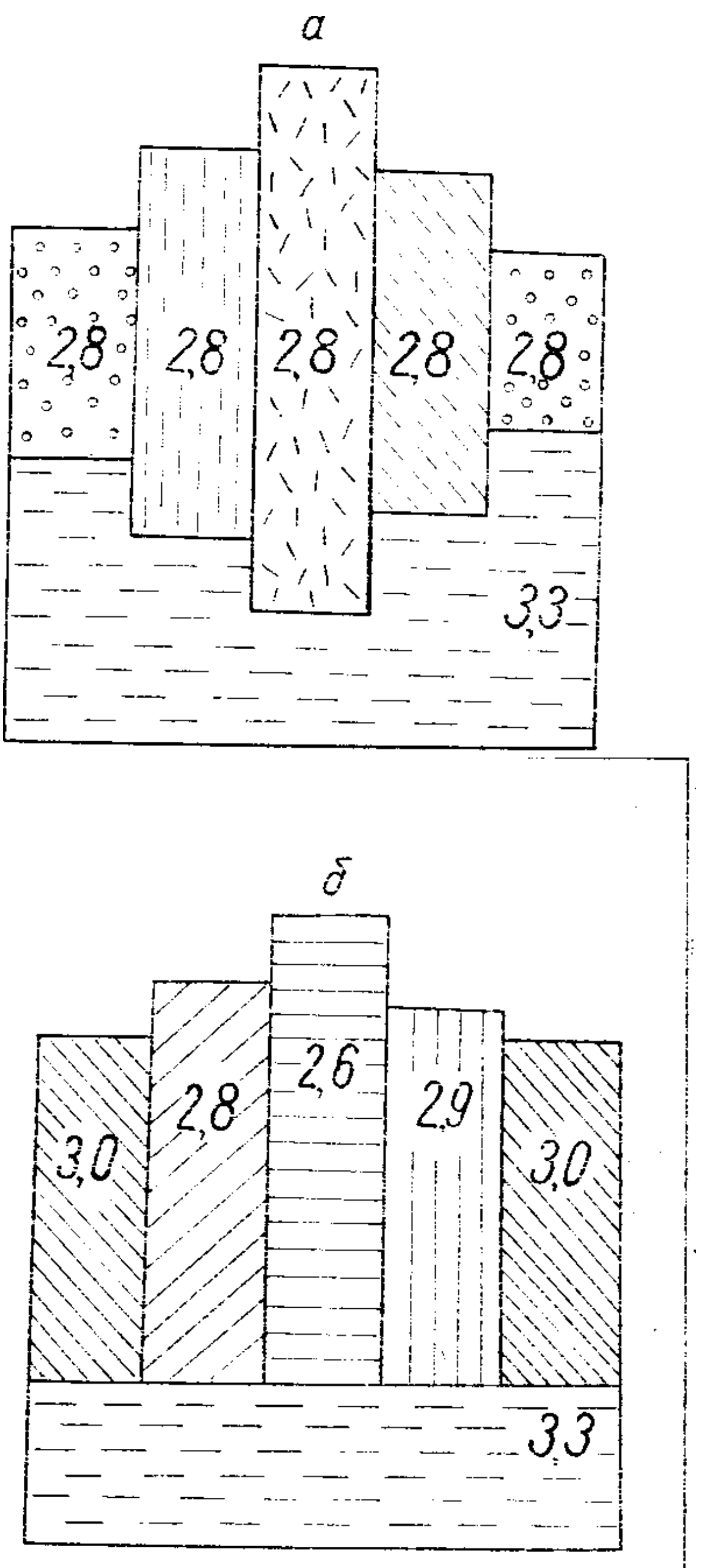


Рис. 6.3. Схемы изостатического равновесия земной коры:

а — по Дж. Эри, *б* — по Дж. Пратту (Хаин, Короновский, 1995)

логами (Б. Гутенберг) было обнаружено существование на некоторой глубине под корой зоны понижения или отсутствия повышения, естественного при увеличении давления, скорости сейсмических волн. В дальнейшем появился другой метод установления астеносферы—метод магнитотеллурического зондирования, при котором астеносфера проявляет себя как зона понижения электрического сопротивления. Кроме того, сейсмологи выявили еще один признак астеносферы — повышенные затухания сейсмических волн.

Астеносфере принадлежит также ведущая роль в движениях литосферы. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные пластины-плиты и вызывает их горизонтальные перемещения. Подъем поверхности астеносферы приводит к подъему литосферы, а в предельном случае— к разрыву ее сплошности, образованию раздвига и опусканию. К последнему ведет также отток астеносферы.

Таким образом, из двух оболочек, составляющих тектоносферу: астеносфера является активным, а литосфера— относительно пассивным элементом. Их взаимодействием определяется тектоническая и магматическая «жизнь» земной коры.

В осевых зонах срединно-океанских хребтов, особенно на Восточно-Тихоокеанском поднятии, кровля астеносферы находится на глубине всего 3—4 км, т. е. литосфера ограничивается лишь верхней частью коры. По мере движения к периферии океанов толщина литосферы увеличивается за счет

низов коры, а в основном верхов мантии и может достигать 80—100 км. В центральных частях континентов, особенно под щитами древних платформ, таких как Восточно-Европейская или Сибирская, мощность литосферы измеряется уже 150—200 км и более (в Южной Африке 350 км); по некоторым представлениям, она может достигать 400 км, т. е. здесь вся верхняя мантия выше слоя Голицына должна входить в состав литосферы.

Трудность обнаружения астеносферы на глубинах более 150— 200 км породила у некоторых исследователей сомнения в ее существовании под такими областями и привела их к альтернативному представлению, что астеносферы как сплошной оболочки, т. е. именно геосферы, не существует, а имеется серия разобщенных «астенолинз». С этим выводом, который мог бы иметь важное значение для геодинамики, нельзя согласиться, так как именно указанные области демонстрируют высокую степень изостатической уравновешенности, ведь к ним относятся приведенные выше примеры областей современного и древнего оледенения—Гренландия и др.

Причина того, что астеносферу не везде легко обнаружить, состоит, очевидно, в изменении ее вязкости но латерали.

Основные структурные элементы земной коры континентов

На континентах выделяются два структурных элемента земной коры: платформы и подвижные пояса (Историческая геология, 1985).

Определение: *платформа* – стабильный жесткий участок земной коры континентов, имеющий изометричную форму и двухэтажное строение (рис. 6.4). Нижний (первый) структурный этаж – *кристаллический фундамент*, представленный сильно дислоцированными метаморфизованными породами, прорванными интрузиями. Верхний (второй) структурный этаж – полого залегающий *осадочный чехол*, слабодислоцированный и неметаморфизованный. Выходы на дневную поверхность нижнего структурного этажа называются *щитом*. Участки фундамента, перекрытые осадочным чехлом называются *плитой*. Мощность осадочного чехла плиты составляет первые километры.

Пример: на Восточно-Европейской платформе выделяются два щита (Украинский и Балтийский) и Русская плита.

Структуры второго этажа платформы (чехла) бывают отрицательные (прогибы, синеклизы) и положительные (антеклизы). Синеклизы имеют форму блюдца, а антеклизы – перевернутого блюдца. Мощность отложений всегда больше на синеклизе, а на антеклизе – меньше. Размеры этих структур в поперечнике могут достигать сотен или первых тысяч километров, а падение слоев на крыльях обычно - первые метры на 1 км. Существуют два определения этих структур.

Определение: синеклиза – геологическая структура, падение слоев которой направлено от периферии к центру. Антеклиза - геологическая структура, падение слоев которой направлено от центра к периферии.

Определение: синеклиза – геологическая структура, в ядре которой выходят более молодые отложения, а по краям

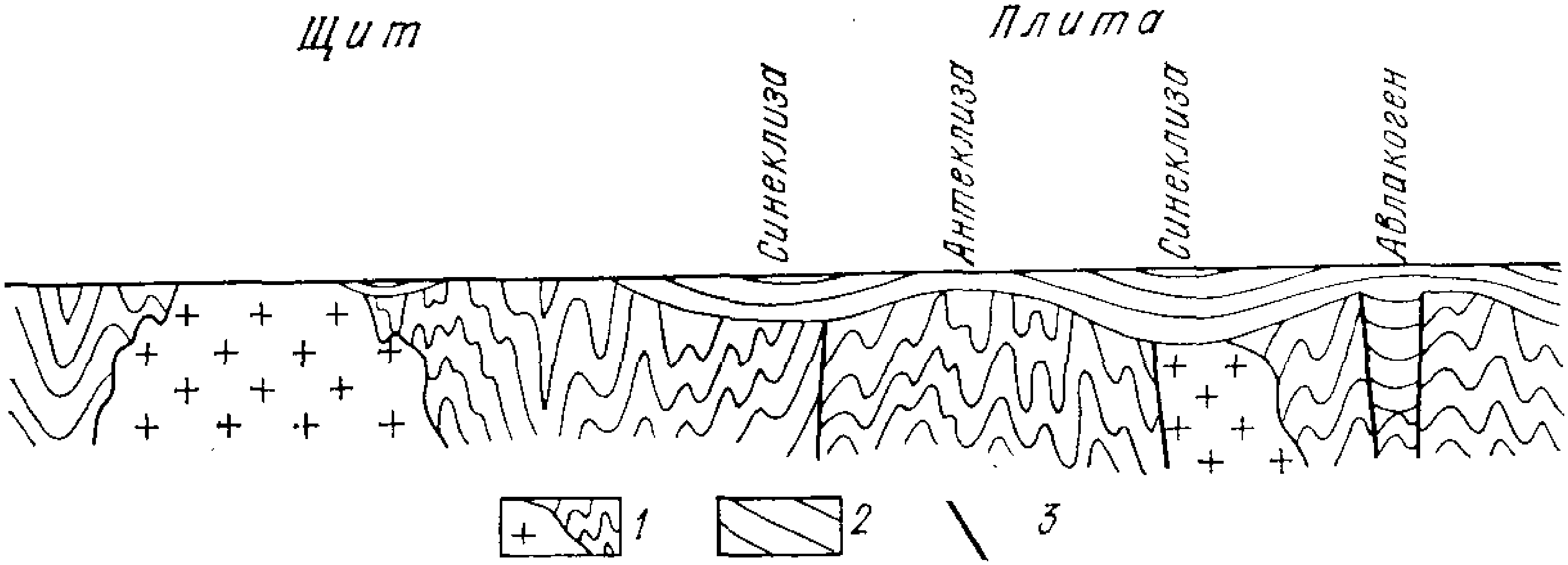


Рис. 6.4. Схема строения платформы. 1 — складчатый фундамент; 2 — платформенный чехол; 3 — разломы (Историческая геология, 1985)

– более древние. Антеклиза – геологическая структура, в ядре которой выходят более древние отложения, а по краям – более молодые.

Определение: прогиб – вытянутое (удлиненное) геологическое тело, имеющее в поперечном сечении вогнутую форму.

Пример: на Русская плите Восточно-Европейской платформы выделяются *антеклизы* (Белорусская, Воронежская, Волго-Уральская и др.), *синеклизы* (Московская, Прикаспийская и др.) и прогибы (Ульяновско-Саратовский, Приднестровско-Причерноморский и др.).

Существует структура нижних горизонтов чехла - авлакоген.

Определение: авлакоген – узкая вытянутая впадина, протягивающаяся через платформу. Авлакогены располагаются в нижней части верхнего структурного этажа (чехла) и могут достигать в длину до сотен километров, в ширину – десятки километров. Авлакогены формируются в условиях горизонтального растяжения. В них накапливаются мощные толщи осадков, которые могут быть смяты в складки и близкие по составу к формациям миогеосинклиналей. В нижней части разреза присутствуют базальты.

Пример: Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакоген, Днепрово-Донецкий авлакоген Русской плиты.

<u>История развития платформ.</u> В истории развития можно выделить три этапа. *Первый* – геосинклинальный, на котором происходит формирование нижнего (первого) структурного элемента (фундамента). *Второй* - авлакогенный, на котором в зависимости от климата происходит накопление

красноцветных, сероцветных или угленосных осадков в авлакогенах. *Третий* – плитный, на котором осадконакопление происходит на значительной площади и формируется верхний (второй) структурный этаж (плита).

Процесс накопления осадков, как правило, происходит циклично. Сначала накапливается *трансгрессивная* морская *терригенная* формация, затем – *карбонатная* формация (максимум трансгрессии, табл. 6.1). При регрессии в условиях аридного климата формируется *соленосная красноцветная* формация, а в условиях гумидного климата – паралическая *угленосная* формация. В конце цикла осадконакопления формируются осадки *континентальной* формации. В любой момент этап может прерваться формированием трапповой формации.

Таблица 6.1. Последовательность накопления плитных формаций и их характеристика.

	Название формации	Состав отложений
1. Трансгрессия	*трансгрессивная* морская *терригенная*	Кварцевые или полимиктовые пески и песчаники, темные глины, глинисто-карбонатные осадки
	карбонатная	Известняки, доломиты, писчий мел иногда с прослоями песчано-глинистых пород

Окончание таблицы 6.1.

2. Регрессия	*соленосная красноцветная*	Пестроцветные песчаники, глины, гипс, соли
	паралическая *угленосная*	Пестроцветные песчаники, глины, угли
	континентальная	Красноцветные терригенные породы
	трапповая	Долериты, диабазы, базальты и их туфы, межпластовые интрузии – силлы.

Для *подвижных поясов (складчатых областей)* характерны:

1) линейность их контуров;
2) громадная мощность накопившихся отложений (до 15—25 км);
3) **выдержанность** состава и мощности этих отложений **по простиранию** складчатой области и **резкие изменения вкрест ее простирания**;
4) наличие своеобразных *формаций*—комплексов пород, образовавшихся на определенных стадиях развития этих районов (*аспидная*, *флишевая*, *спилито-кератофировая*, *молассовая* и другие формации);
5) интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм (особенно характерны крупные гранитные интрузии—батолиты);
6) сильный региональный метаморфизм;

7) сильная складчатость, обилие разломов, в том числе надвигов, указывающих на господство сжатия.

Складчатые области (пояса) возникают на месте геосинклинальных областей (поясов).

Определение: геосинклиналь (рис. 6.5) — подвижная область земной коры, в которой первоначально накапливались мощные осадочные и вулканогенные толщи, затем происходило их смятие в сложные складки, сопровождающееся образованием разломов, внедрением интрузий и метаморфизмом. В развитии геосинклинали различают две стадии.

Первая стадия *(собственно геосинклинальная)* характеризуется преобладанием опускания. **Большая мощность осадков** в геосинклинали — это **результат растяжения земной коры** и ее прогибания. В **первую половину первой стадии** обычно накапливаются песчано-глинистые и глинистые осадки (в результате метаморфизма они потом образуют черные глинистые сланцы, выделяемые в *аспидную* формацию) и известняки. Прогибание может сопровождаться разрывами, по которым поднимается магма основного состава и изливается в подводных условиях. Возникшие породы после метаморфизма вместе с сопровождающими субвулканическими образованиями дают *спилит-кератофировую* формацию. Одновременно с ней обычно образуются кремнистые породы, яшмы.

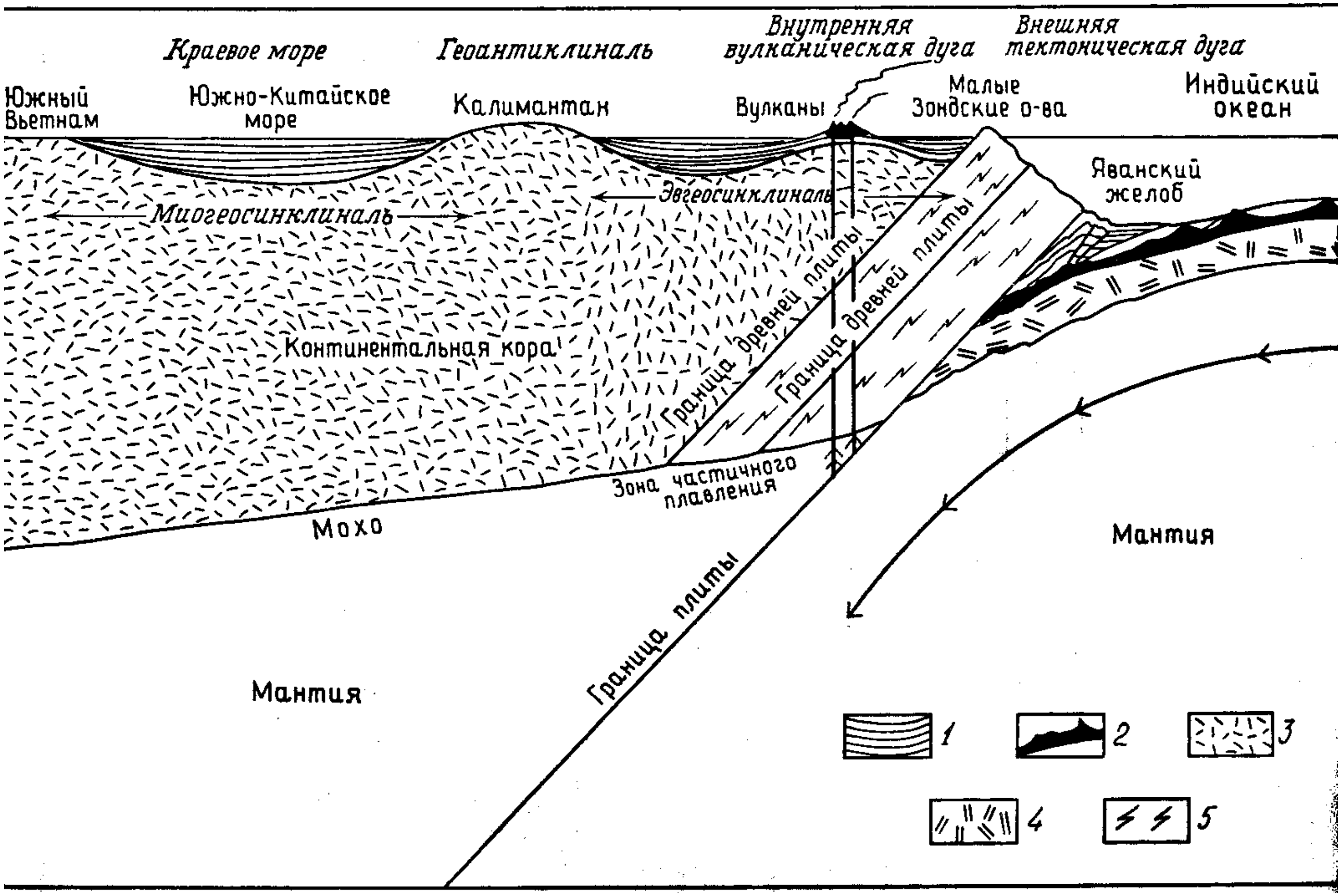


Рис. 6.5. Схема строения геосинклинали на схематическом разрезе через Зондскую дугу в Индонезии (Структурная геология и тектоника плит, 1991). Условные обозначения: 1 – осадки и осадочные породы; 2 – вулканические породы; 3 – фундамент континента; 4 – океаническая кора; 5 – молодые метаморфические породы

Указанные формации **накапливаются одновременно**, но **на разных площадях**. Накопление *спилито-кератофировой* формации обычно происходит во внутренней части геосинклинали — в *эвгеосинклинали*. Для *эвгеосинклинали* характерны формирование мощных вулканогенных толщ, обычно основного состава, и внедрение интрузии габбро, диабазов и ультраосновных пород. В краевой части геосинклинали, по ее границе с платформой, обычно располагаются *миогеосинклинали.* Здесь накапливаются главным образом терригенные и карбонатные толщи; вулканические породы отсутствуют, интрузии не типичны.

В первую половину первой стадии большая часть геосинклинали представляет собой **море со значительными глубинами**. Доказательством служат тонкая зернистость осадков и редкость находок фауны (преимущественно нектона и планктона).

К **середине первой стадии** вследствие разных скоростей опускания в различных частях геосинклинали образуются участки **относительного поднятия** (*интрагеоантиклинали*) и **относительного опускания** (*интрагеосинклинали*). В это время может происходить внедрение небольших интрузий плагиогранитов.

Во **вторую половину первой стадии** в результате появления внутренних поднятий море в геосинклинали мелеет. Теперь это *архипелаг*, разделенный проливами. Море из-за обмеления наступает на смежные платформы. В геосинклинали накапливаются известняки, мощные песчано-глинистые ритмично построенные толщи, образующие *флишевую* фор-

мацию; происходит излияние лав среднего состава, слагающих *порфиритовую* формацию.

К **концу первой стадии** интрагеосинклинали исчезают, интрагеоантиклинали сливаются в одно центральное поднятие. Это — общая инверсия; она соответствует **главной фазе складчатости** в геосинклинали. Складчатость обычно сопровождается внедрением крупных синорогенных (одновременных со складчатостью) гранитных интрузий. Происходит смятие пород в складки, часто осложняющееся надвигами. Все это вызывает региональный метаморфизм. На месте интрагеосинклиналей возникают *синклинории* — сложно построенные структуры синклинального типа, а на месте интрагеоантиклиналей — *антиклинории*. Геосинклиналь «закрывается», превращаясь в складчатую область.

В строении и развитии геосинклинали очень важная роль принадлежит *глубинным разломам* — длительно живущим разрывам, которые рассекают все земную кору и уходят в верхнюю мантию. Глубинные разломы определяют контуры геосинклиналей, их магматизм, разделение геосинклинали на структурно-фациальные зоны, различающиеся составом осадков, их мощностью, магматизмом и характером структур. Внутри геосинклинали иногда выделяют *срединные массивы,* ограниченные глубинными разломами. Это блоки более древней складчатости, сложенные породами того основания, на котором заложилась геосинклиналь. По составу осадков и их мощности срединные массивы близки платформам, но их отличают сильный магматизм и складчатость пород, преимущественно по краям массива.

Вторая стадия развития геосинклинали называется *орогенной* и характеризуется преобладанием поднятий. Осадконакопление происходит на ограниченных площадях по периферии центрального поднятия — в *краевых прогибах,* возникающих по границе геосинклинали и платформы и частично накладывающихся на платформу, а также в межгорных прогибах, образующихся иногда внутри центрального поднятия. Источник осадков — разрушение постоянно воздымающегося центрального поднятия. **В первую половину второй стадии** это поднятие, вероятно, имеет холмистый рельеф; при его разрушении накапливаются морские, иногда лагунные осадки, образующие *нижнюю молассовую* формацию. В зависимости от климатических условий это могут быть *угленосные паралические* или *соленосные* толщи. В это же время обычно происходит внедрение крупных гранитных интрузий — батолитов.

Во вторую половину стадии резко возрастает скорость воздымания центрального поднятия, что сопровождается его расколами и обрушением отдельных участков. Это явление объясняется тем, что вследствие складчатости, метаморфизма, внедрения интрузий складчатая область (уже не геосинклиналь!) становится жесткой и на продолжающееся поднятие реагирует расколами. Море покидает эту территорию. В результате разрушения центрального поднятия, которое в это время представляло собой горную страну, накапливаются континентальные грубообломочные толщи, образующие *верхнюю молассовую* формацию. Раскалывание сводовой части поднятия сопровождается наземным вулканизмом; обычно это лавы кислого состава, которые вместе с

субвулканическими образованиями дают *порфировую* формацию. С ней бывают связаны трещинные щелочные и малые кислые интрузий. Таким образом, в результате развития геосинклинали возрастает мощность континентальной коры.

К концу второй стадии складчатая горная область, возникшая на месте геосинклинали, разрушается, территория постепенно выравнивается и становится платформой. Геосинклиналь из области накопления осадков превращается в область разрушения, из подвижной территории — в малоподвижную жесткую выровненную территорию. Поэтому амплитуды движений на платформе невелики. Обычно море, даже мелкое, покрывает здесь обширные площади. Эта территория уже не испытывает столь сильного прогибания, как раньше, поэтому и мощность осадков значительно меньше (в среднем 2—3 км). Опускание неоднократно прерывается, поэтому наблюдаются частые перерывы в осадконакоплении; тогда могут образовываться коры выветривания. Не происходит и энергичных поднятий, сопровождаемых складчатостью. Поэтому вновь образованные маломощные, обычно мелководные осадки на платформе не метаморфизованы и залегают горизонтально или слабо наклонно. Изверженные породы редки и представлены обычно наземными излияниями лав базальтового состава.

Кроме геосинклинальной модели существует модель тектоники литосферных плит.

Модель тектоники литосферных плит

Тектоника плит (Структурная геология и тектоника плит, 1991) – модель, которая создана с целью объяснения наблюдаемой картины распределения деформаций и сейсмичности во внешней оболочке Земли. Она основывается на обширных геофизических данных, полученных в 1950-е и 1960-е годы. Теоретические основы тектоники плит базируются на двух предпосылках.

1. Самая внешняя оболочка Земли, называемая *литосферой,* непосредственно залегает на слое, называемом *астеносферой,* которая является менее прочной, чем литосфера.

2. Литосфера разбита на ряд жестких сегментов, или плит (рис. 6.6), которые постоянно движутся относительно друг друга и площадь поверхности которых также непрерывно меняется. Большая часть тектонических процессов с интенсивным обменом энергией действует на границах между плитами.

Хотя мощность литосферы нельзя измерить с большой точностью, исследователи согласны в том, что внутри плит она меняется от 70-80 км под океанами до максимальной величины более 200 км под некоторыми частями континентов при среднем значении около 100 км. Подстилающая литосферу астеносфера распространяется вниз до глубины около 700 км (предельная глубина распространения очагов глубокофокусных землетрясений). Ее прочность растет с глубиной, и некоторые сейсмологи считают, что ее нижняя грани-

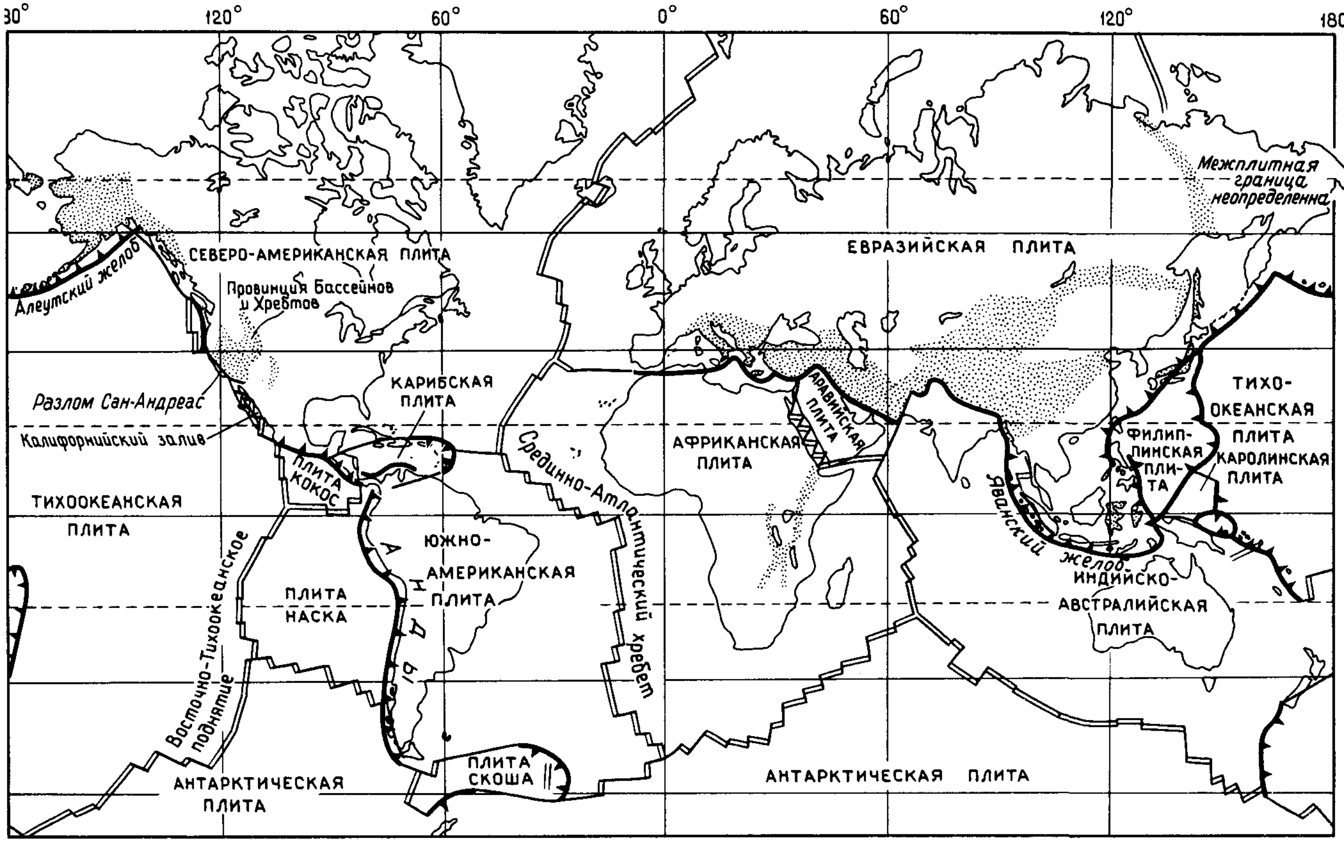


Рис. 6.6. Литосферные плиты Земли и их активные границы. Двойными линиями показаны дивергентные границы (оси спрединга); линиями с зубцами – конвергентные границы плит одинарными линиями – трансформные разломы (сдвиги); крапом покрыты участки континентальной коры, подвергающиеся активному разломообразованию (Структурная геология и тектоника плит, 1991)

ца расположена на глубине 400 км и совпадает с небольшим изменением физических параметров.

Границы между плитами делятся на три типа:

1) дивергентные;
2) конвергентные;
3) трансформные (со смещениями по простиранию).

На дивергентных границах плит, представленных преимущественно рифтами, происходит новообразование литосферы, что приводит к раздвиганию океанического дна (спредингу). На конвергентных границах плит литосфера погружается в астеносферу, т. е. поглощается. На трансформных границах две литосферные плиты скользят относительно друг друга, и вещество литосферы на них не создается и не разрушается.

Все литосферные плиты непрерывно перемещаются относительно друг друга. Предполагается, что общая площадь всех плит остается неизменной в течение значительного периода времени. При достаточном удалении от окраин плит горизонтальные деформации внутри них незначительны, что позволяет считать плиты жесткими. Поскольку смещения по трансформным разломам происходят вдоль их простирания, движение плит должно быть параллельным современным трансформным разломам. Так как все это происходит на поверхности сферы, то в соответствии с теоремой Эйлера, каждый участок плиты описывает траекторию, эквивалентную вращению на сферической поверхности Земли. Для относительного перемещения каждой пары плит в любой момент времени можно определить ось, или полюс вращения. По мере удаления от этого полюса (вплоть до угло-

вого расстояния в 90°) скорости спрединга, естественно, возрастают, но угловая скорость для любой данной пары плит относительно их полюса вращения постоянна. Отметим также, что в геометрическом отношении полюсы вращения единственны для любой пары плит и никак не связаны с полюсом вращения Земли как планеты.

Тектоника плит является эффективной моделью происходящих в коре процессов, так как она хорошо согласуется с известными данными наблюдений, дает изящное объяснение ранее несвязанным явлениям и открывает возможности для прогноза.

Цикл Уилсона (Структурная геология и тектоника плит, 1991). В 1966 г. профессор Уилсон из Университета Торонто опубликовал статью, в которой он доказывал, что континентальный дрейф происходил не только после раннемезозойского раскола Пангеи, но и в допангейские времена. Цикл раскрытия и закрытия океанов относительно смежных континентальных окраин называется теперь *циклом Уилсона.*

На рис. 6.7 приведено схематическое пояснение основной концепции цикла Уилсона в рамках представлений об эволюции литосферных плит.

Рис. 6.7, а представляет **начало цикла Уилсона – начальную стадию раскола континента и формирования аккреционной окраины плиты.** Известно, что жесткая

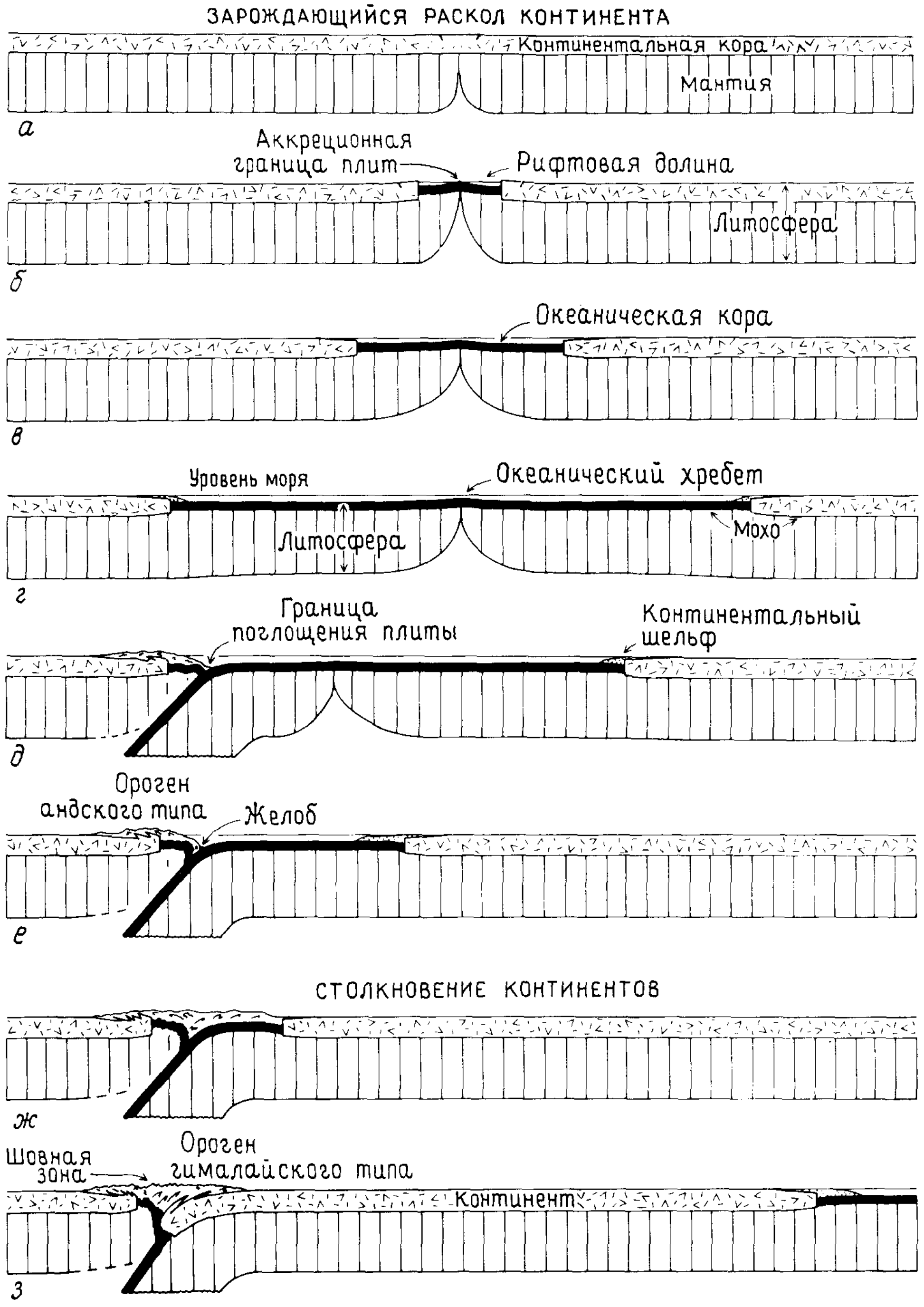


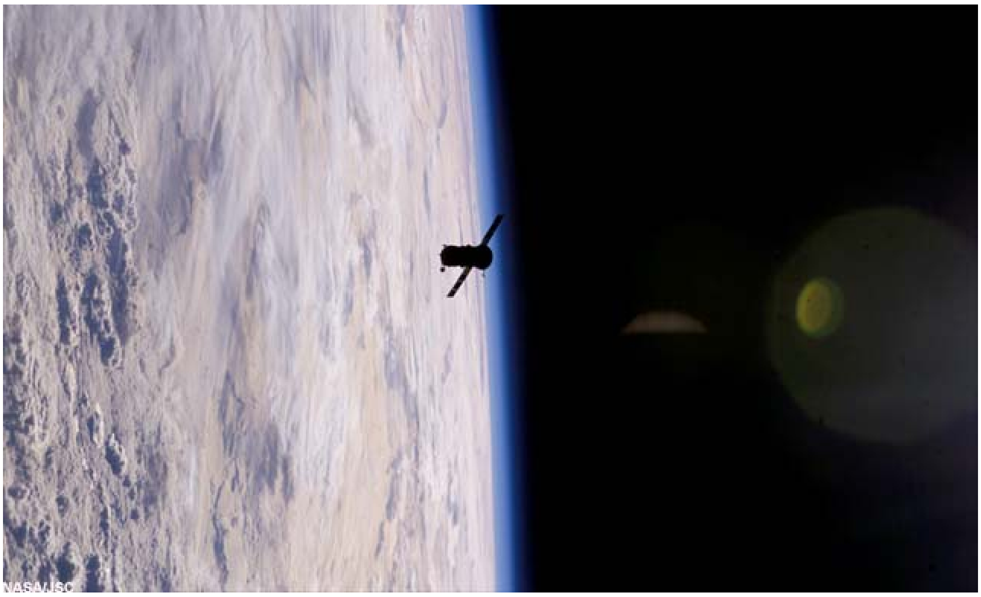
Рис. 6.7. Схема цикла Уилсона развития океанов в рамках эволюции литосферных плит (Структурная геология и тектоника плит, 1991)

литосфера покрывает более слабую, частично расплавленную зону астеносферы – так называемый слой низких скоростей (рис 6.7, б). При продолжении разделения континентов развиваются рифтовая долина (рис. 6.7, б) и небольшой океан (рис. 6.7, в). **Это – стадии раннего раскрытия океана в цикле Уилсона**. Подходящими примерами служат Африканский рифт и Красное море. С продолжением дрейфа разобщенных континентов, сопровождающегося симметричной аккрецией новой литосферы на окраинах плит, на границе континента с океаном за счет размыва континента накапливаются шельфовые осадки. **Полностью сформировавшийся океан** (рис. 6.7, г) со срединным хребтом на границе плит и развитым континентальным шельфом называется *океаном атлантического типа.*

Из наблюдений океанических желобов, их связи с сейсмичностью и реконструкцией по рисунку океанических магнитных аномалий вокруг желобов известно, что океаническая литосфера расчленяется и погружается в мезосферу. На рис. 6.7, *д* показан **океан с плитой**, имеющей простые окраины приращения и поглощения литосферы, – **это начальная стадия закрытия океана** в *цикле Уилсона*. Расчленение литосферы по соседству с континентальной окраиной ведет к превращению последней в ороген андского типа в результате тектонических и вулканических процессов, происходящих на поглощающей границе плит. Если это расчленение происходит на значительном расстоянии от континентальной окраины в сторону океана, то образуется островная дуга типа Японских островов. **Поглощение океанической литосферы** приводит к изменению геометрии плит и в конце

концов к **полному исчезновению аккрециопной окраины плиты** (рис. 6.7, е). В течение этого времени противоположный континентальный шельф может продолжать разрастаться, превращаясь в полуокеан атлантического типа. По мере сокращения океана противоположная континентальная окраина в конечном счете вовлекается в режим поглощения плиты и участвует в развитии *аккреционного орогена андского типа*. **Это – ранняя стадия столкновения двух континентов (*коллизии*)**. На следующей стадии благодаря плавучести континентальной литосферы, поглощение плиты прекращается. Литосферная пластина отрывается внизу, под растущим орогеном гималайского типа, и наступает **завершающая орогенная стадия** *цикла Уилсона* **с зрелым горным поясом**, представляющим собой шов между вновь соединившимися континентами. Антиподом *аккреционного орогена андского типа* является *коллизионный ороген гималайского типа*.

Глава 7. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЗЕМЛИ И ДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ



7.1. Строение и общая характеристика Земли

Земля – третья от Солнца планета Солнечной системы, движущаяся вокруг него по эллиптической орбите со средней скоростью 29,765 км/с на среднем расстоянии 149,6 млн. км за период, равный 365,24 средних солнечных суток. Имеет спутника-Луну, обращающуюся вокруг Земли на среднем расстоянии 384400 км. Наклон оси вращения Земли к плоскости эклиптики 66°33`, период обращения вокруг своей оси составляет 23 ч 56 мин 4,1 с. Вращение вокруг оси вызывает смену дня и ночи, наклон оси и обращение вокруг Солнца – смену времен года.

Форма Земли по представлениям различных ученых – геоид, приближенно-трехосный эллипсоид или сфероид. Средний радиус 6371,032 км, экваториальный – 6378,160 км, полярный – 6356, 77 км. Площадь поверхности 510,2 млн. км^2, объем 1,083x10^{12} км^3, средняя плотность 5518 кг/м^3,

масса $5976x10^{21}$ кг. Земля обладает магнитным и тесно связанным с ним электрическими полями. Гравитационное поле обуславливает сферическую форму Земли и существование атмосферы (Советский энциклопедический словарь, 1982).

По современным космогоническим представлениям Земля образовалась около 4,7 млрд. лет назад из рассеянного в протосолнечной системе газово-пылевого вещества. В результате дифференциации вещества Земли, под действием ее гравитационного поля, в условиях разогрева земных недр, возникли и развились различные по составу, агрегатному состоянию и физическим свойствам оболочки – геосферы: ядро (в центре), мантия, земная кора, гидросфера и атмосфера (рис. 7.1). В составе Земли преобладает железо (34,6%), кислород (29,5%), кремний (15,2%), магний (12,7%). От поверхности к центру Земли возрастают давление, плотность и температура: давление в центре Земли – $3,6x10^{11}$ Н/м^2, плотность около $12,5x10^3$ кг/м^3, температура 4000-5000°С.

Основные типы земной коры – материковый и океанический; в переходной зоне от материка к океану развита кора промежуточного строения.

Большая часть земли занята Мировым океаном (361,1 млн. км^2; 70,8%); суша составляет 149,1 млн. км^2 (29,2%) и образует шесть материков и острова. Она поднимается над уровнем Мирового океана в среднем на 875 м (наивысшая точка – вершина горы Джомолунгма (8848 м)); горы занимают свыше $^1/_3$ поверхности суши. Пустыни покрывают около 20% поверхности суши, саванны и редколесья – около 20%, леса – около 30%, ледники – более 10%. Свыше 10% суши – под сельскохозяйственными угодьями. Средняя глу-

бина океана около 3800 м, наибольшая – 11022 м (Марианский желоб в Тихом океане), объем воды 1370 млн. км^3, средняя соленость 35 г/л.

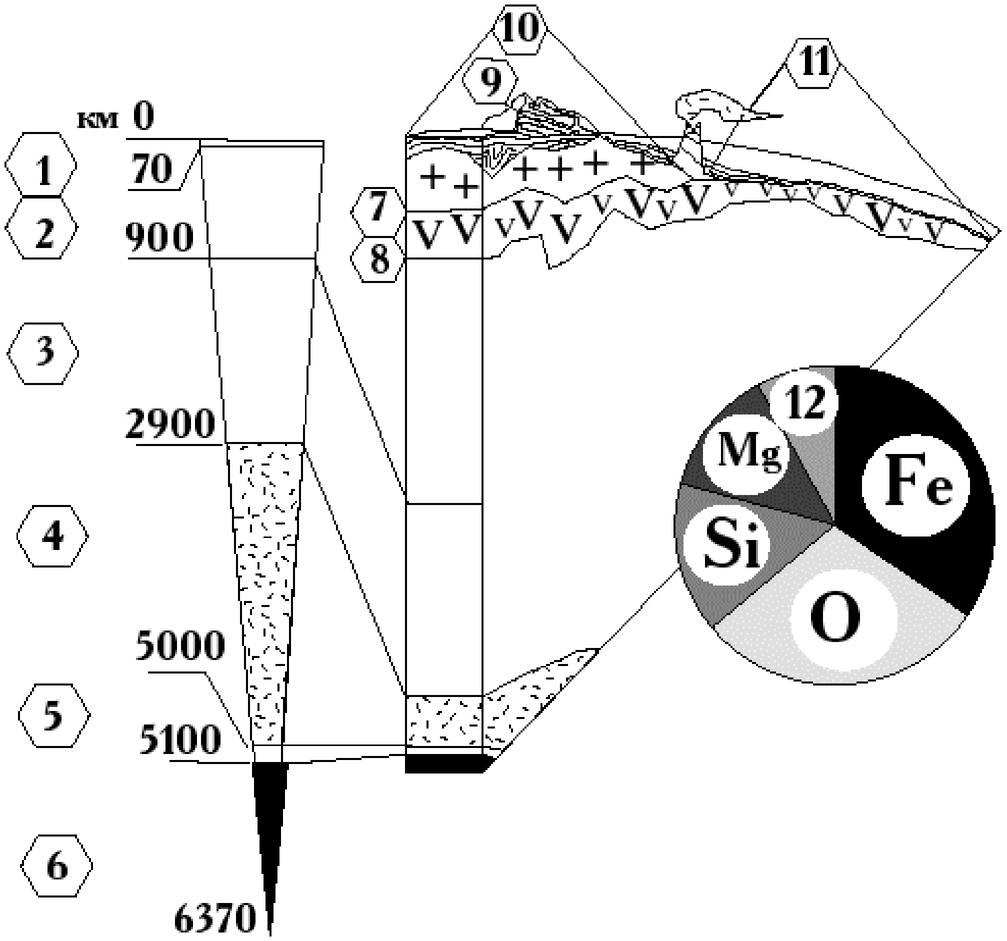


Рис. 7.1. Строение Земли (Советский…, 1982 с дополнениями и изменениями). Условные обозначения: 1–Земная кора, 2–верхняя мантия, 3–нижняя мантия, 4–внешнее ядро, 5–переходная зона, 6–внутреннее ядро, 7–граница Конрада, маркирующая подошву гранитного слоя (показан крестами), 8–граница Мохоровичича, маркирующая подошву базальтового слоя (показан галочками), 9–осадочные породы, 10–континентальная кора, 11–океаническая кора. В правой части рисунка приведена круговая диаграмма соотношения основных образующих Землю элементов. 12–прочие элементы

Атмосфера Земли, общая масса которой 5,15х10^5 т, состоит из воздуха – смеси в основном азота (~78,08%) и кислорода (~20,95%), остальное – водяные пары, углекислый газ, инертные и другие газы. Максимальная температура поверхности суши 57–58°С (в тропических пустынях Африки и Северной Америки), минимальная – около -90°С (в центральных районах Антарктиды).

Распределение по широте и высоте над уровнем моря солнечной энергии, поступающей на Землю, вызывает в пределах географической оболочки закономерную смену климата, растительного и животного миров, почв.

Выше была приведена характеристика Земли – планеты Солнечной системы, которая вместе с другими космическими телами эволюционировала в геологическом времени. В процессе эволюции многие основные параметры и характеристики нашей планеты испытывали изменения. О происхождении Земли, формировании и развитии ее геосфер будет описано в следующем разделе.

7.2. Общие представления о Вселенной

Прежде всего, рассмотрим позицию нашей планеты среди других астрономических тел. Считается, что все космические тела образуют Вселенную, которая бесконечна (рис. 7.2). На данный момент сложились представления о двух возможных моделях Вселенной (Миттон, Миттон, 1995). Первая модель постулирует, что Вселенная однородна – вещество и излучение распределены в ней относительно равномерно. Вселенная изотропна, т.е. пространство одинаково

во всех направлениях. В неоднородной Вселенной (вторая модель) излучение и вещество распределяются неравномерно. В анизотропной Вселенной процессы расширения по разным направлениям не одинаковые.

Принято считать, что Вселенная образовалась 17 млрд. лет назад в результате большого взрыва.

7.3. Гипотезы эволюции звезд и планет

Как же эволюционируют звезды, формирующие галактики? Одним из важных вопросов является следующий – что послужило толчком для начала конденсации газа и пыли в протозвездную туманность? Существуют две концепции (Хаин, 1995).

Первая, *эволюционная концепция* базируется на образовании протозвездной (например, протосолнечной) туманности из рассеяных газа и пыли под воздействием гравитационного сжатия. Затем формируются уплотнения внутри таких облаков, которые преобразуются в молодые звезды типа нашего Солнца, окруженных протопланетным диском.

Вторая, *катастрофическая концепция* исходит из взрыва Сверхновой звезды (рис. 7.3.1) в окрестностях будущей Солнечной системы, что могло привести к появлению на свет всего разнообразия химических элементов, а ударная волна взрыва могла стимулировать начало конденсации межзвездной материи, приведшей в конечном счете к образованию Солнца и протопланетного диска.

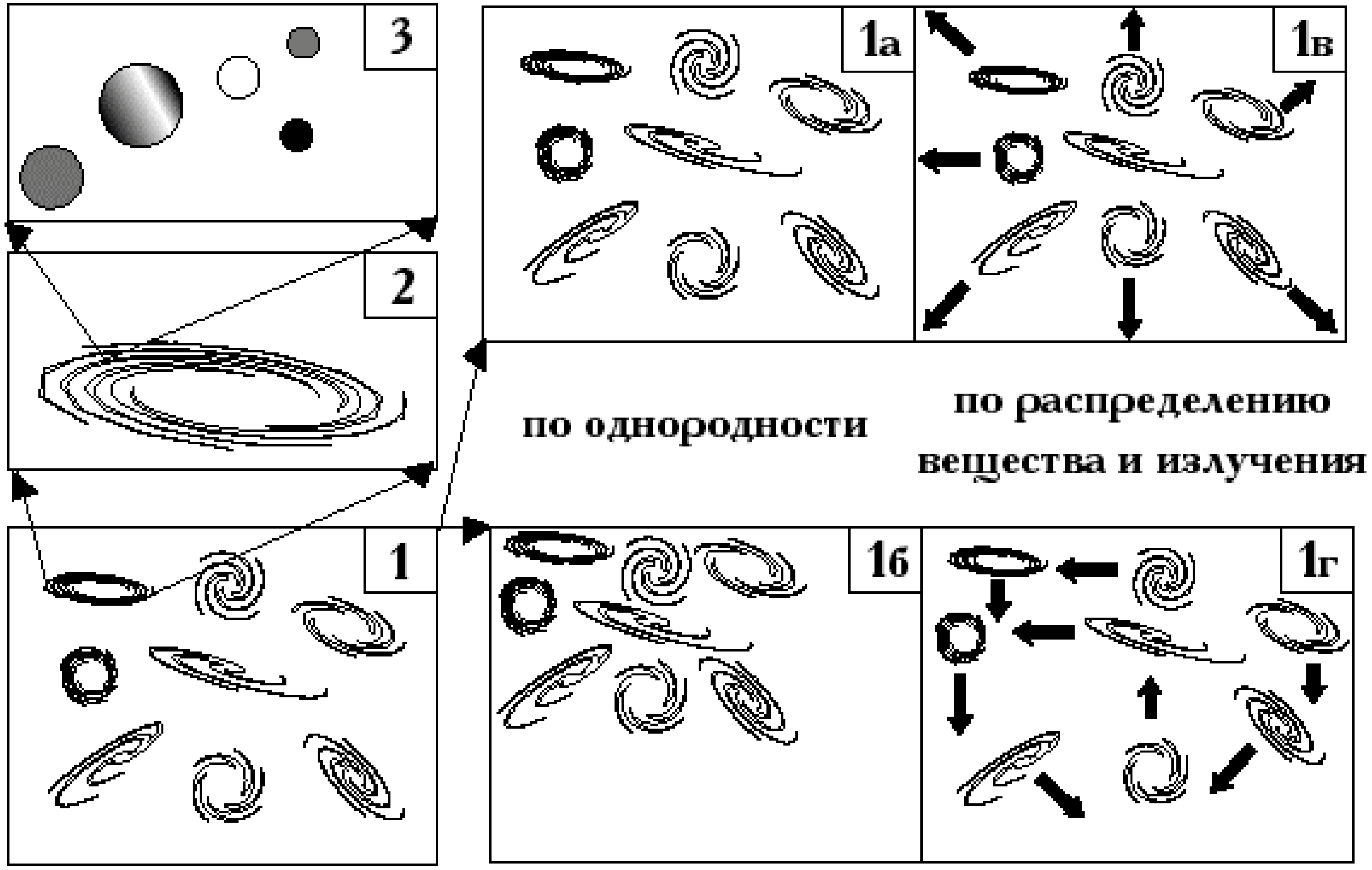


Рис. 7.2. Соотношение космических тел разного масштаба и модели Вселенной (по Миттон, Миттон, 1995 с изменениями). 1–совокупность всех галактик образует Вселенную. Модели Вселенной: 1а–однородная, 1б–неоднородная, 1в–изотропная Вселенная, 1г–анизотропная Вселенная. 2–Солнце и звезды образуют галактику Млечный путь, 3–Солнечная система

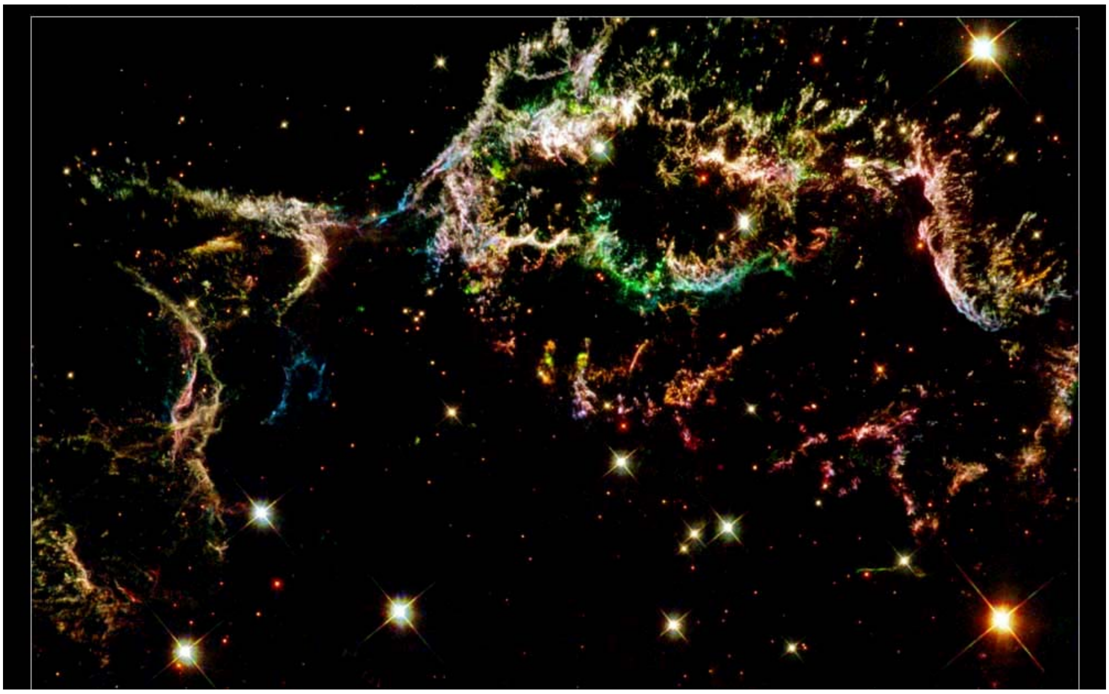


Рис.7.3.1. Остатки суперновой звезды Кассиопея А. Съемка телескопа «Hubble» (www.heritage.stsci.edu)

Примером первой, *эволюционной концепции* может служить предлагаемый ниже эволюционный ряд для звезды и ее системы (рис. 7.3.2). На первом этапе (1) внутри облака, состоящего из молекул, возникают скопления водорода и пыли (1а). Далее в центре одного такого образования рождается протозвезда (1б). Материал мигрирует с обоих полюсов тела и собирается в экваториальной части (1в). Вокруг звезды возникает диск пыли и газа – генератор планетной системы (1г, рис. 7.3.3).

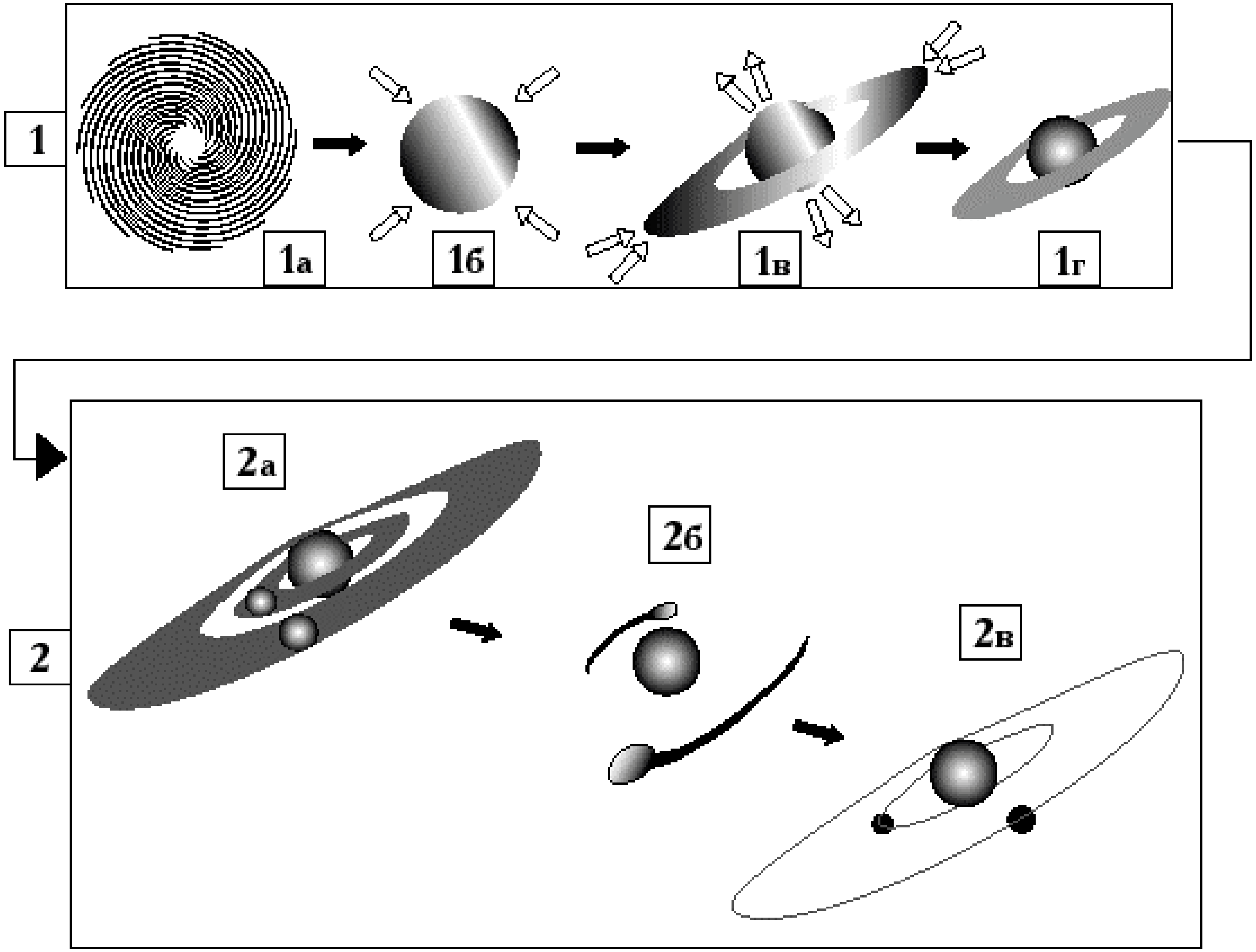


Рис. 7.3.2. Эволюция звезды (1) и ее системы (2), по Миттон, Миттон, 1995 с изменениями. Пояснения приведены в тексте

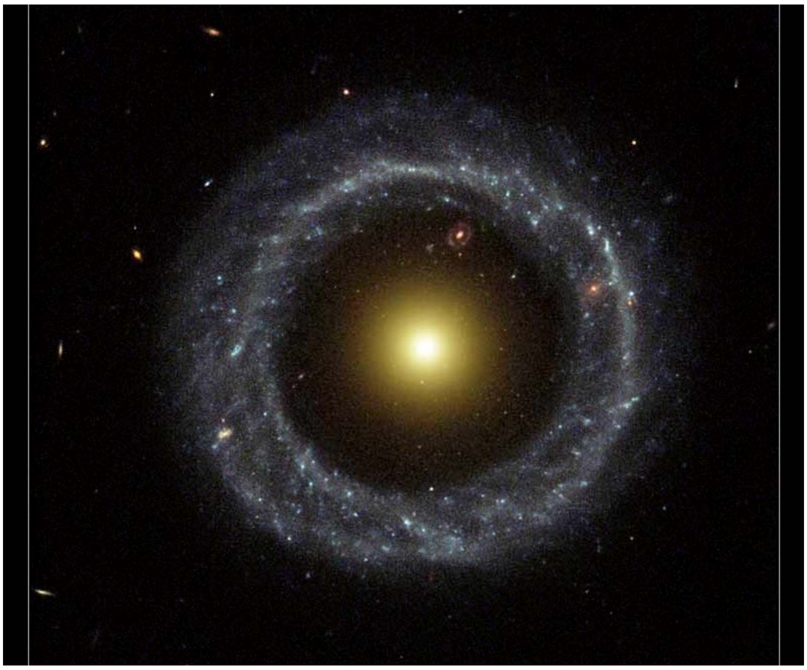


Рис. 7.3.3. «Объект Хога» - возможно протопланетная туманность (диск) вокруг звезды. Съемка телескопа «Hubble» (www.heritage.stsci.edu)

Далее, на втором этапе (2) из диска за 100 млн. лет могут сформироваться планеты. Туманность аккумулируется вокруг протозвезды (2а). Туманность охлаждается, в ее недрах рождаются и «набухают» сгустки, из которых через 50 млн. лет возникают газовые планеты (2б). Наконец во внутренней системе звезды из твердого вещества формируются две планеты (2в). Данная теория разделяется рядом исследователей США и Западной Европы.

Следует отметить, что существует много иных гипотез происхождения планетной системы у звезды (Хаин, 1995). Рассмотрим наиболее близкую к вышеупомянутой. Суть этой *теоретической модели А. Макалкина* в том, что плане-

ты Солнечной системы возникают в результате распада протопланетного диска на отдельные пла-

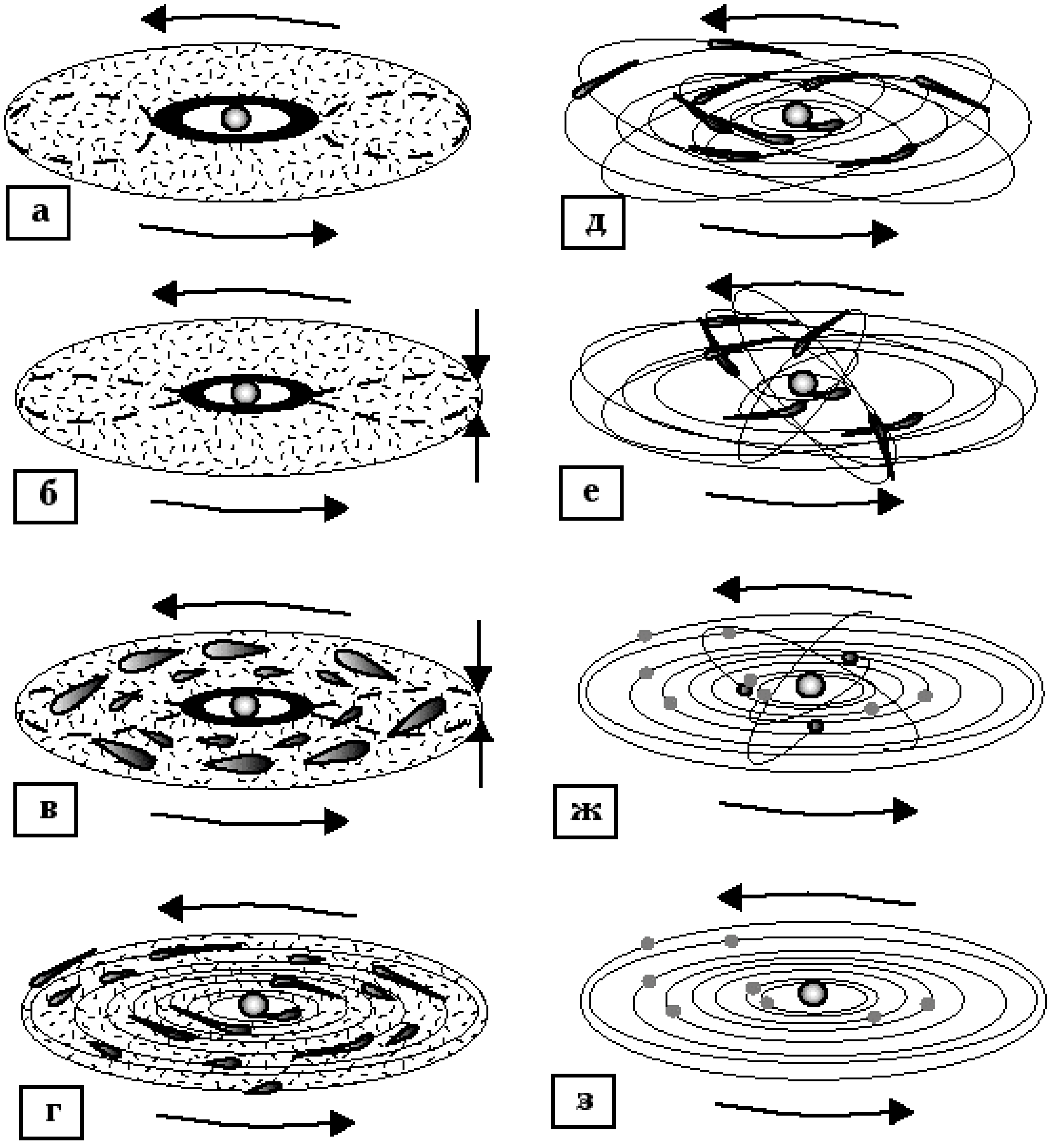


Рис. 7.3.4. Эволюция протопланетного диска – теоретическая модель (по Макалкин, 1993 в: Хаин, 1995, с изменениями. А-г – оседание пыли, уплощение пылевого субдиска и образование роя планетезималей; д-з – объединение планетезималей в планеты.

неты внутренней и внешне групп с поясом астероидов между ними. Промежуточной фазой было образование <u>роя твердых</u>

и довольно крупных, до сотен километров в диаметре, тел, именуемых планетезималями, последующее скопление и соударение которых и явилось процессом аккреции (наращивания) планеты (рис. 7.3.4). *Гипотеза Дж. Джинса* постулирует происхождение планет Солнечной системы выбросом солнечной материи под влиянием сближения Солнца и другой звезды. Установлено существование двойных звезд и обмен между ними слагающим их материалом. Кроме того, известны факты захвата одних галактик другими (рис. 7.3.5).

Рис. 7.3.5. Галактика NGS 2207 «пожирающая» галактику IC2163. Съемка телескопа «Hubble» (www.heritage.stsci.edu)

Гипотеза О.Ю. Шмидта допускает захват Солнцем темной галактической туманности, состоящей из пыли и метеоритов, что послужило материалом для образования планет.

Гипотеза А.А. Маракушева постулирует происхождение планет Солнечной системы из кометного вещества, состоявшего из водородного льда с «хвостом» из рыхлого пылевого материала.

Рассмотрена не вся эволюция звезды, а только ее возникновение и формирование планетной системы. Сама звезда

может рождаться, развиваться и исчезать по нескольким сценариям (рис. 7.3.6). В верхней половине рисунка изображены стадии жизни от появления из туманности (I) до исчезновения сравнительно массивной

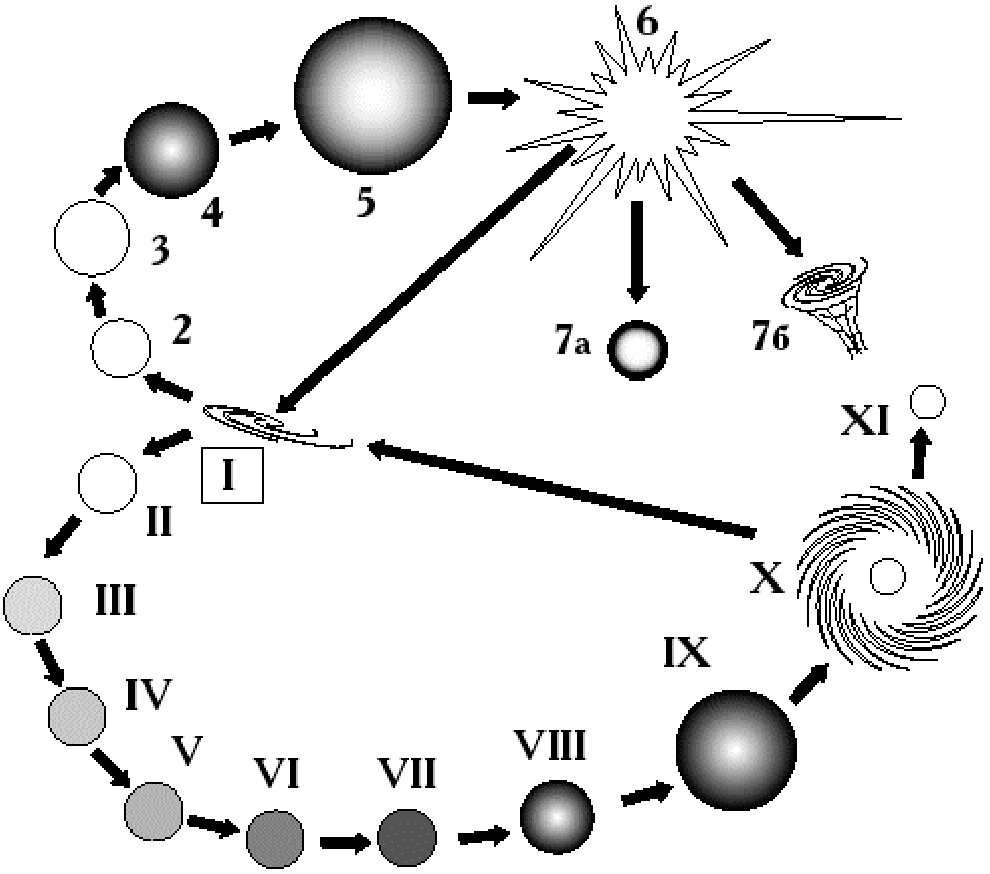


Рис. 7.3.6. Жизненный цикл звезд (по Миттон, Миттон, 1995 с изменениями). Пояснения приведены в тексте

звезды (2–4), способной стать красным сверхгигантом (5), а затем взорваться сверхновой звездой (6) и превратиться в нейтронную звезду (7а) или черную дыру (7б). Нижняя часть рисунка иллюстрирует стадии развития менее массивной звезды, например Солнца. Из туманности (I) возникает звезда, выделяющая энергию путем перехода водорода в гелий. Этот синтез может продолжаться приблизительно 10 млрд. лет, пока запасы водорода не иссякнут (II-VI). Далее водо-

род выгорает не в центре, а на периферии, что приводит к увеличению размеров звезды (VII-IX), а температура на поверхности звезды понижается. Так возникают красные гиганты (IX) и сверхгиганты (5, верхний ряд). Затем Солнце станет сжиматься с образованием планетарной туманности (X), а потом – плотного белого карлика (XI). Далее звезда угаснет. Звездное вещество после смерти звезды трансформируется в туманности и используется повторно в качестве материнского материала для новорожденных звезд.

Приведено описание возможных сценариев развития звезд и их планет. После образования Вселенной в результате предполагаемого «большого взрыва» 17 млрд. лет назад, сформировалась наша галактика – Млечный путь (примерно 10-12 млрд. лет назад). В галактике возникла звезда – Солнце со своей системой планет около 8-9 млрд. лет назад. Земля, как планета Солнечной системы сформировалась приблизительно 4,7 млрд. лет назад.

7.4. Гипотезы о первичном состоянии Земли

В каком состоянии была Земля: горячей или холодной?

На этот счет существуют различные представления (Хаин, 1995).

1. Изначально горячая огненно-жидкая Земля – *классическая космогеническая гипотеза Канта-Лапласа.*
2. Изначально холодная Земля, недра которой в дальнейшем начали разогреваться вследствие вы-

деления тепла естественно радиоактивными элементами (50-е годы XX века).

3. Изначально существенно горячая Земля, вплоть до частичного или полного плавления ее вещества еще на стадии аккреции, из–за выделения тепла при соударении планетезималей (1960 – ныне, господствует сейчас).
4. Изначально холодная Земля, разогрев которой связан с твердыми лунными приливами – *гипотеза О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова*. Утверждается позднее формирование ядра Земли на рубеже архея и протерозоя, которому противоречит факт обнаружения остаточной намагниченности у пород с возрастом около 3,5 млрд. лет, ибо магнитное поле земли связано с ее жидким ядром (1991 г.).

В каком состоянии была Земля: однородной или неоднородной (Хаин, 1995)?

1. Ранняя дифференциация Земли на оболочки и, прежде всего на силикатную мантию и железное ядро, или *концепция гомогенной аккреции (доминирует в настоящее время)*.
2. Возникновение ядра Земли за счет падения железных метеоритов, которое затем нарастилось мантией за счет падения каменных метеоритов и далее, возможно земной корой, отвечающей по составу углистым хондритам (метеориты). Такая концепция носит *название гетерогенной аккреции (выдвинута*

К. Турекьяном в США, поддержана А.П. Виноградовым в России).

3. *Компромиссная концепция* О.Л. Кускова и Н.И. Хитарова. В ходе аккреции сначала образовалось внутреннее ядро Земли, а остальные оболочки, включая внешнее ядро, являются продуктами дифференциации.

Вместе с формированием ядра сформировались протомантия и протокора.

Расширяется или сжимается Земля?

Существуют ряд точек зрения на изменение объема Земли в течение ее геологической истории (Хаин, 1995).

1. Земля, остывая, сокращается в объеме – *контракционная гипотеза Л. Эли де Бомона (1832, Франция)*. Этим процессом объяснялись складчатые деформации и возникновения горных систем.
2. *Пульсационная гипотеза А.Грабау, У. Бухер (США) и Дж. Умбгрове (Нидерланды), вторая половина XX века*: радиус Земли попеременно то увеличивается, то уменьшается.
3. *Экспансионная гипотеза О.Хильгенберга (Германия) и Л.Эдьеда (Венгрия), 30-е гг. XX века*: Земля расширяется.
4. *Гипотеза тектоники литосферных плит, 60-е гг. XX века (ныне главенствует)*: объем Земли неизменен. Образование гор и океанов объясняется перемещением тектонических плит.
5. *«Комбинированная» гипотеза В.Е.Хаина:* пульсация Земли и действие тектоники литосферных плит

происходят на фоне весьма медленного, но неуклонного сжатия Земли (Хаин, 1995).

7.5. Гипотезы образования Луны

С вопросом происхождения Земли связан другой вопрос – происхождение ее единственного спутника Луны. Граничными условиями для гипотез являются факты (Хаин, 1995): 1) Луна должна была возникнуть не позднее 4,2 млрд. лет – возраста ее древнейших базальтов, т.е. одновременно с Землей, либо вскоре после окончания ее формирования; 2) состав лунных пород близок к составу мантии Земли, отличаясь в основном лишь пониженным содержанием летучих; 3) железное ядро у Луны отсутствует, судя по ее плотности, сравнимой с плотностью мантии Земли, и по отсутствию магнитного поля (слабое поле существовало в прошлом).

1. Земля и Луна образовались одновременно из одного и того же газопылевого облака. В случае гомогенной аккреции они должны были иметь одинаковый состав, чего в действительности не наблюдается.
2. Луна оторвалась от Земли на ранней стадии ее истории, когда последняя была расплавленной и очень быстро вращалась. Но эта гипотеза не объясняет, почему Луна не вращается в плоскости земного экватора, а также распределение моментов количества вращения в системе Земля-Луна.
3. Захват Луны Землей: допускается ее независимое от Земли образование. Новейший вариант этой гипотезы выдвинули *О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков* в

1991г. Приближение к земле гипотетической Протолуны, ее разрушение по достижении *предела Роша* (расстояние около 2,5 земного радиуса, на котором еще сказывается притяжение Земли, заставляющее тела падать на Землю) под влиянием гравитационного воздействия Земли и воссоздание Луны из обломков, оказавшихся за пределом Роша.

4. Косой удар об Землю крупного тела, размером примерно с Марс (0,5 диаметра и 0,1 объема Земли) с последующим выбросом вещества мантии Земли в околоземное пространство с дальнейшим формированием Луны из этого вещества – *гипотеза У.Хартмана и Д. Дэвиса* (США, 1975 г.).

7.6. Докембрийская история Земли

Этап 1. Архей (4-2,5 млрд. лет). 4,3-3,8 млрд. лет. Метеоритная бомбардировка Земли и Луны с кульминацией около 4 млрд. лет (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997). Этот процесс играл важную роль в разогреве коры и ее дегазации. Пейзаж Земли после бомбардировки метеоритами был похож на современный лунный, где он сохранен из-за отсутствия процессов выветривания и атмосферы.

Протоатмосфера Земли, формировавшаяся за счет дегазации мантии, состояла из H_2O, CO_2, CH_4, CO, H_2S, SO_2, HCl, HBr, HF, Ar, H и целого ряда других газов и соединений, частично растворившихся в воде протоокеанских бассейнов, с которой еще тонкая атмосфера должна была находится в равновесии. Все это предопределило существование гидросферы и атмосферы с самых ранних стадий развития Земли, хотя воды еще было мало и состав ее отличался от современного – воды были хлоридными и сульфатными.

В ранний период вследствие близкого расположения Луны к Земле, из-за огромных приливов на последней происходили непрерывные и очень сильные землетрясения которые нивелировали рельеф.

До 4,2–4 млрд. лет назад Земля эволюционировала аналогично другим планетам земной группы. Начиная с этого рубежа ее развитие пошло по другому пути, выражением чего стала формирование континентальной коры, и разделение земной поверхности на участки суши и морские (в дальнейшем океанские) бассейны.

Первичная континентальная кора отличалась от той, которая в настоящее время слагает фундамент континен-

тальных платформ – кратонов, меньшим содержанием кремнезема и щелочей, особенно оксида калия. Поэтому правильнее называть ее протоконтинентальной. Повсеместно, где эта кора сохранилась, она представлена довольно однообразной ассоциацией пород, которая была сперва названа *серыми гнейсами*, а в настоящее время более точно именуется *тоналит-трондъемит-гранодиоритовой ассоциацией* (ТТГ), формировавшейся в раннем архее 4-3,5 млрд. лет назад.

Для стратиграфии докембрия очень важен рубеж 3,8-3,9 млрд. лет назад – возраст наиболее древних датированных пород Земли. С этого момента начинается геологическая история Земли, восстанавливаемая геологическими методами. Воссоздать историю Земли до этого рубежа геологическими методами невозможно.

Итак, к концу первого миллиарда лет своего существования на поверхности Земли появились первые «острова» протоконтинентальной коры ТТГ состава. 3,5-2,5 млрд. лет назад началось формирование основной массы континентальной коры, отвечающей в своей верхней частью нормальным K-Na гранитоидам. На этом этапе было образовано 60-85% современной континентальной коры, толщиной не менее 35-40 км. Толщина литосферы, на предыдущем этапе равная толщине коры и лишь немного ее превышавшая, возросла до величины не менее 150 км, о чем свидетельствуют находки алмазов архейского возраста, которые должны были образоваться в литосферной мантии.

Консолидированная континентальная кора тогда была представлена вытянутыми в одном направлении, реже обра-

зующими петельчатый рисунок, *зеленокаменными поясами* (ЗКП) – прогибами и разделяющими их более широкими полями гранито-гнейсов (ТТГ). Последние, как правило, более молодые, и содержат вкрапленники более древних *«серых гнейсов»* ТТГ состава. Подчиненное место в структуре древних эпиархейских кратонов (эократонов) занимают сформированные в конце архея гранулит-гнейсовые пояса (ГГП). Таким образом, ЗКП и поля гранито-гнейсов (вместе гранит-зеленокаменные областями - ГЗО) и ГГП составляли континентальную кору.

Итак, намечается эволюционная цепочка от первых островов протосиаля, появившихся в раннем архее, через микроконтиненты – эократоны ГЗО, сформированные в среднем-позднем архее за счет аккреции магматических дуг к этим островам, и далее к континентам и суперконтиненту, в который стянулась вся сиалическая кора в конце архея. Охватывала ли континентальная кора в конце архея всю поверхность Земли целиком или нет?

1. Не вся поверхность была покрыта континентальной корой, а значит, на остальной части была распространена океаническая кора. Следовательно, к началу протерозоя поверхность Земли разделилась на суперконтинент – *Пангею-0* и Мировой океан - *Панталассу*. Прямые доказательства существования такого океана, реликтом которого считается современный Тихий океан – *Пацифик*, появляются, начиная с позднего протерозоя.
2. Вся поверхность была покрыта континентальной корой, тогда радиус Земли был существенно

меньше, чем современный (*концепции расширяющейся Земли, пульсационная*).

<u>*Этап 2. Протерозой (2,5-0,5 млрд. лет)*</u>. В конце раннего протерозоя возник новый гигантский материк – *Пангея-1*. На протяжении рифея *Пангея-1* не была монолитным суперконтинентом, испытывала растяжение и деструкцию, а в позднем рифее раскололась на две части: северную – *Лавразию* и южную – *Гондвану*. Между ними возник подвижный пояс – *Прототетис*. В ряде других мест континентальные блоки также испытали растяжение и раскол с образованием рифтовых систем и *Кельтского* океана (*Протояпетус*). Затем большая их часть полностью закрылась, и к венду на планете существовал вновь сверхматерик – *Пангея-1* (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Глава 8. Проблема происхождения жизни на Земле

На данный момент известно, что вода появилась на нашей планете около 4-3,5 млрд. лет назад, а затем – первые бактерии приблизительно 3,8-3,5 млрд. лет назад. Как именно появилась жизнь на нашей планете: одновременно с образованием планеты или потом, есть ли жизнь во всей Вселенной или только на Земле?

Первое научное направление постулирует, что жизнь во Вселенной всегда была, есть и будет. Другое дело, в какой она форме. Вселенная может содержать в себе составные части для зарождения жизни. Другими словами, жизнь была принесена на Землю из космоса (гипотеза «космозоев») (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Гипотеза панспермии С. Аррениуса (конец XIX в.) предусматривала занос спор микроорганизмов, рассеянных по всей Вселенной на Землю. Сейчас известно, что в космосе бактерий или вирусов не обнаружено, однако органические химические соединения, аминокислоты, спирты, углеводороды, способные образовать клеточные мембраны первичных организмов, присутствуют в метеоритах и кометах, космической пыли, которой ежегодно выпадает на Землю до 40 тыс. т. В метеоритах были найдены бактерии.

Падение метеоритов на Землю во время периода интенсивной метеоритной бомбардировки (4,2-3,9 млрд. лет) инициировало возникновение ударных волн и выделение тепла, которые, возможно, вызывали химические реакции в древней атмосфере.

Второе научное направление утверждает, что жизнь на Земле возникла автономно, независимо от существующей жизни на кометах или несуществующей жизни во Вселенной: при благоприятном стечении обстоятельств (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Каким образом преобиотические органические соединения – аминокислоты или нуклеиновые кислоты превратились в живое вещество?

Ключевую роль при этом должен играть синтез РНК (рибонуклеиновой кислоты), из которой в дальнейшем возникают живые клетки с ДНК (дезоксирибонуклеиновой кислотой).

Гипотеза У. Гилберта гласит, что первичные организмы состояли из простых самовоспроизводящихся молекул РНК. В дальнейшем эти организмы приобрели способность синтезировать белки, что ускоряло скорость репликации, и липиды, сформировавшие мембрану, отграничившую внутреннюю среду организмов от внешней Среды. Так возникла клетка. Далее функция носителя генетической информации перешла к ДНК, более эффективным в этом отношении. Отдельные стадии этой гипотезы произведены экспериментально в лабораторных условиях.

Если жизни началась с РНК, то в какой обстановке это произошло?

Водная среда неблагоприятна, поскольку РНК быстро разлагается в воде. Однако, если подобные РНК полимеры образуются на поверхности кристаллов, они становятся более устойчивыми к действию воды. В связи с этим возникли

две гипотезы, отводящие твердым кристаллам решающую роль в происхождении живого вещества.

1. Гипотеза А. Кернс-Смита: глинистые образования могли приобрести способность адсорбировать или синтезировать на своей поверхности органические соединения – белки и нуклеиновые кислоты. В дальнейшем эти соединения могли начать самостоятельно воспроизводиться и эволюционировать.

2. Гипотеза Г. Вехтершойзера: кристаллы пирита способны катализировать синтез.

С открытием в конце 70-х годов XX века гидротерм на дне океанов и богатой органической жизни в зоне их влияния возникла *гипотеза о зарождении жизни вокруг подводных гидротерм*. Археобактерии выдерживают температуру до 120ºС, а ряд их видов предпочитает лишенные кислорода места обитания с высокой кислотностью и содержанием сернистых соединений.

Таким образом, получается, что диапазон физико-географических обстановок, в которых могли появиться на Земле первые живые организмы, достаточно велик – от наземных условий с восстановительной или нейтральной атмосферой через прибрежную, приливно-отливную зону с ее теплыми водами до относительно глубоководной обстановки с горячими гидротермами.

С. Кауфман (США) математически показал, что достаточно сложная группа полимеров способна к репликации как целое, даже если отдельные полимеры к этому не способны. Но для этого некоторые полимеры должны быть способны

катализировать простые реакции, например, делить полимер надвое или соединять два полимера в один.